



XIII ВСЕРОССИЙСКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ
(с участием зарубежных ученых)

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Материалы совещания



**ТОМ 2
К-П**

**Иркутск
2021**

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

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания
(с участием зарубежных ученых)

06–13 сентября 2021 г.

г. Иркутск

**ТОМ 2
К-П**

Иркутск
2021



УДК 551+552
ПЗ0

Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. – В 3-х томах. – Т. 2. – 269 с.

В книгах представлены материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых), которое проведено в г. Иркутске 06-13 сентября 2021 г. Организаторами совещания являются Институт геохимии им. А.П. Виноградова и Институт земной коры Иркутского филиала Сибирского отделения Российской академии наук, а также Межведомственный петрографический комитет Отделения Наук о Земле РАН. Основное научное направление совещания, сформулированное как «Петрология и геодинамика геологических процессов», объединяет различные аспекты в изучении истории геологического развития и строения Земли. Материалы совещания демонстрируют необходимость комплексного подхода в геологических исследованиях для решения поставленных задач и широкого использования не только классических петрографических методов, но и методов таких направлений геологической науки, как геохимия, минералогия, петрология и геодинамика. В итоговую программу совещания и в настоящее издание включены материалы докладов по следующим научным направлениям: «Магматизм различных геодинамических обстановок»; «Метаморфизм и литогенез»; «Петрогенезис и минералогия глубинных оболочек Земли»; «Магматизм, метасоматоз и рудообразование»; «Изотопно-геохимические исследования в петрологии»; «Экспериментальное и физико-химическое моделирование геологических процессов»; «Региональная петрография, классификация и номенклатура горных пород, подходы и перспективы. Петрография в образовательном процессе и междисциплинарных исследованиях».

В связи с тем, что 2021 год является юбилейным в развитии российско-монгольского сотрудничества, в программу совещания и в книгу включены материалы докладов российских и монгольских ученых в рамках специальной научной сессии «Итоги совместных российско-монгольских геологических исследований в связи со 100-летием установления дипломатических отношений». В материалах этой сессии содержатся сведения об истории многолетних совместных исследований российских и монгольских специалистов и о результатах совместных проектов по геологии, геохимии, геодинамике, минералогии, петрографии, петрологии, полезным ископаемым и экологии Монголии.

Представленные в настоящем издании материалы совещания демонстрируют последние достижения в геологических науках, результаты междисциплинарных исследований, новые нетривиальные подходы к решению различных вопросов петрографии и петрологии горных пород, проблем рудообразования, а также современные представления о классификации и номенклатуре магматических и метаморфических горных пород.

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

Материалы 3-х томов издания помещены в книгах последовательно в алфавитном порядке по фамилии первых авторов статей и имеют авторский указатель.

*Председатели Оргкомитета совещания:
академик РАН Кузьмин Михаил Иванович
чл.-корр. РАН Самсонов Александр Владимирович*

*Заместители председателей совещания:
чл.-корр. РАН Гладкочуб Дмитрий Петрович
д.г.-м.н. Перепелов Александр Борисович
академик РАН Ярмолюк Владимир Викторович*

*Ученый секретарь совещания:
к.г.-м.н. Алымова Наталья Викторовна*

*Редакторы материалов совещания:
к.г.-м.н. Радомская Татьяна Александровна
к.г.-м.н. Канева Екатерина Владимировна*

Утверждено к печати Ученым советом ИГХ СО РАН

ISBN 978-5-94797-388-4 Общий том
ISBN 978-5-94797-390-7 Том 2

© ИГХ СО РАН, 2021



СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|----|
| Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЭКЛОГИТОВ И КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК СИБИРСКОГО КРАТОНА | 10 |
| Каллистов Г.А., Осипова Т.А. ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ДИОРИТЫ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (Ю.УРАЛ): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС | 12 |
| Карабаев М.С., Амиров Э.М., Оролов А.К., Джурабаев А.Б., Садиров Р.М. ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА) | 13 |
| Кашин С.В., Молчанов А.В., Шатов В.В. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ | 15 |
| Кервинен А.В., Степанова А.В. ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕИТА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОНОРИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЦИТА | 19 |
| Керимли У.И., Баба-заде В.М., Абдуллаева Ш.Ф. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОРДУБАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И СВЯЗАННАЯ С НИМИ ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ) | 21 |
| Керимов В.М. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА ТАЛЫШСКОЙ ЗОНЫ (АЗЕРБАЙДЖАН) | 24 |
| Козловский В.М., Травин В.В., Зингер Т.Ф., Курдюков Е.Б., Таскаев В.И., Якушик М.А., Волков И.С. СТАТИЧЕСКИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ БАЗИТОВ БЕЛОМОРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК И ЕГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ) | 28 |
| Комарицына Т.Ю., Воронцов А.А. ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В МЕЗОЗОЕ НА ПРИМЕРЕ УДИНО-ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) | 32 |
| Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Галтыкин Ю.В. РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: АКСАКИНСКИЙ, ЮЖНЫЙ СИДИМИЙСКИЙ, ПРИИСКОВЫЙ) | 35 |
| Копылова А.Г., Томшин М.Д., Васильева А.Е. САМОРОДНОЕ ЖЕЛЕЗО В ТРАППАХ СИБИРИ | 38 |
| Корешкова М.Ю., Даунс Х., Владыкин Н.В., Ларионов А.Н. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД И U-РЬ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ В КСЕНОЛИТАХ ИЗ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ, ЯКУТИЯ | 41 |
| Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СВЯЗЬ КИМБЕРЛИТОВ, БАЗИТОВ И КАРБОНАТИТОВ В ПРЕДЕЛАХ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, – ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ | 44 |
| Кравцова Р.Г., Макшаков А.С. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ | 47 |



**ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОМСУКЧАНСКОГО ПРОГИБА И
ИХ СВЯЗЬ С ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫМ И СЕРЕБРЯНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ
(СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

**Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Куликова З.И., Павлова Л.А. ПЕТРО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТО-
КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАТАЛКИНСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК
РОССИИ)** 51

**Кравченко А.А., Бондарь Н.А., Округин А.В., Попов Н.В., Березкин В.И.,
Лоскутов Е.Е. ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
АЛДАНСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ** 55

**Криволицкая Н.А., Конышев А.А., Макарьева Е.А., Макарьев А.А., Свирская
Н.М., Гонгальский Б.И., Кононкова Н.Н. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (P₃-T₁)
ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ТРАППОВЫМИ
ОБРАЗОВАНИЯМИ СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ** 57

**Крук Н.Н., Гаврюшкина О.А., Смирнов С.З., Хромых С.В., Соколова Е.Н.
ПЕТРОГЕНЕЗИС ЛЕЙКОГРАНИТНЫХ МАГМ: ГЛАВНЫЕ МОДЕЛИ И
НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ** 59

**Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Баянова Т.Б., Мокрушин А.В., Кобл М.А.
ПЕТРОГЕНЕЗИС АРХЕЙСКИХ ЭНДЕРБИТОВ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА
(ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ): U-Pb (SHRIMP), Lu-Hf И Sm-Nd ИЗОТОПНО-
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ** 62

**Кузнецова Л.Г., Дриль С.И. МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В
ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОЙ
ГАББРО-ГРАНИТОИДНОЙ АССОЦИАЦИИ Ю-В САНГИЛЕНА (ТУВА) ПО
ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ** 64

**Кузьмин В.К., Шупилко Е.В., Зелепугин В.Н., Юрченко Ю.Ю. ПЕРВЫЕ U-Pb-
SHRIMP-II-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О КЕМБРИЙСКОМ ВОЗРАСТЕ
БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И ГАКСКОЙ СВИТЫ ГОНЖИНСКОГО ВЫСТУПА
БУРЕЙНСКОГО МАССИВА** 68

Кузьмин И.А. ФЛЮИДИЗАТЫ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ 71

**Куйбида М.Л., Нарыжнов А.В., Яковлев В.А., Михеев Е.И., Шелепов Я.Ю.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕВОНСКОГО БИМОДАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА
РУДНОГО АЛТАЯ (РОССИЯ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, U-Pb
ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ** 74

**Куликова З.И. МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И МЕТАСОМАТИТЫ
ДАРАСУНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)** 76

**Куликова З.И., Вострецов В.И. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ГОРНЫХ ПОРОД РАЗНЫХ СВИТ, ВМЕЩАЮЩИХ РУДНЫЕ ТЕЛА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОРЕННОГО ЗОЛОТА БОДАЙБИНСКОГО РАЙОНА** 81

**Куликова К.В., Удоратина О.В., Шуйский А.С. ЦИРКОНОМЕТРИЯ
МЕТАГРАНИТОИДОВ ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВОГО МАРУНКЕУСКОГО
КОМПЛЕКСА ПОЛЯРНОГО УРАЛА** 85

Кутырев А.В., Каменецкий В.С., Крючкова Л.Ю. ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ 88



СИЛИКАТНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В Os-Ir-Ru МИНЕРАЛАХ РОССЫПИ
АДАМСФИЛД, ТАСМАНИЯ

| | |
|--|-----|
| Лебедева Н.М., Носова А.А., Сазонова Л.В. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЭКЛОГИТОВОГО ГРАНАТА В МЕГАКРИСТЫ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА, РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА. АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ | 90 |
| Лебедева Н.М., Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Тихомирова Я.С. ПЕТРОЛОГИЯ И Sr-Nd-O СИСТЕМАТИКА КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА | 93 |
| Левашова И.О., Ветрова М.Н. МЕЛИФАНИТ И ЛЕЙКОФАНИТ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛАНГЕСУНН-ФЬОРДА (ЮЖНАЯ НОРВЕГИЯ) И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (РОССИЯ) | 96 |
| Левицкий В.И., Левицкий И.В. НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП МАНТИЙНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С САМОРОДНЫМИ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИМИ СОЕДИНЕНИЯМИ В БОБРУЙСКОМ ПОГРЕБЕННОМ ВЫСТУПЕ БЕЛОРУССКОГО МАССИВА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА | 99 |
| Левицкий И.В., Левицкий В.И. ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ВОЗРАСТНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ФЕННО-СКАНДИНАВСКОГО ЩИТОВ | 103 |
| Леднева Г.В., Базылев Б.А., Соколов С.Д., Беляцкий Б.В. ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ: РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ | 107 |
| Леснов Ф.П. СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ ОФИОЛИТОВЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ И ИХ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПО ЦИРКОНАМ | 109 |
| Лиханов И.И. НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЕЛИТОВ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ | 113 |
| Лиханов И.И. РЕКОНСТРУКЦИЯ P-T-t ТРЕНДОВ И ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНЫХ ПРИЧИН МЕТАМОРФИЗМА В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ | 116 |
| Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, МАГМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ | 120 |
| Магретова Л.И. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ТРАППОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА | 122 |
| Макрыгина В.А., Ремизова А.Ф. МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ КУТИМСКОГО БЛОКА ЧУЙСКОЙ ГЛЫБЫ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ ГРАНИТИЗАЦИЕЙ | 127 |
| Максименко Н.И. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНО- | 130 |



**ВЕЩЕСТВЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЛИТОКЛАСТОВ ЗЮВИТОВ Р. САЯХА И
ПРЕДПОЛАГАЕМОГО ПРОТОЛИТА (КАРСКАЯ АСТРОБЛЕМА, ПАЙ-ХОЙ)**

Максимов О.А., Балаганский В.В., Слабунов А.И. ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И
ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЭКЛОГИТОВ ГРИДИНСКОГО КОМПЛЕКСА (УЧАСТОК
САМЫЛИНО, БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ) 132

Мальковец В.Г., Третьякова И.Г., Гибшер А.А. ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНОВ
ИЗ КИМБЕРЛИТОВ МЕРЧИМДЕНСКОГО И КУОЙКСКОГО КИМБЕРЛИТОВЫХ
ПОЛЕЙ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ U-Pb-Th И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ
СИСТЕМ 136

Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д., Керимов В.М. ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО И БОЛЬШОГО КАВКАЗА 139

Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Чибисова М.В., Остапенко Д., Давыдова М.Ю.
БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАЛЬДЕРЫ МЕДВЕЖЬЯ (О. ИТУРУП,
КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА): ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ НА
СУБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ 142

Матреничев В.А., Климова Е.В., Матреничев А.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ДРЕНАЖНЫХ РАСТВОРОВ ГИПЕРГЕННОГО ПРОФИЛЯ ПО
МАФИЧЕСКОМУ И СИАЛИЧЕСКОМУ СУБСТРАТУ 144

Махоткин И.Л., Бекренев К.А., Кочнев В.Э., Хачатрян Г.К., Каменецкий В.С.
ПАЛЕОЗОЙСКИЕ Mg-Ti КИМБЕРЛИТЫ И Mg КАРБОНАТИТЫ МЕНДА-
БАРЫЛАЙСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА ЮЖНОЙ ЯКУТИИ – НОВЫЙ
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ФОРМИРОВАНИЯ ЯКУТСКОЙ
АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 148

Медведев А.Я., Дриль С.И., Горнова М.А., Каримов А.А., Беляев В.А.
ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАНИТОВ ЮЖНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ 152

Медведев В.А., Сурин Т.Н. БАЗАЛЬТОИДЫ СИЗИМАНСКОЙ ТОЛЩИ В
НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. АМГУНЬ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): ВОЗРАСТ,
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ
ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ 153

Медведева С.А. О РЕКОНСТРУКЦИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО НА
ОСНОВЕ ДАННЫХ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ МЕЗОЗОЙСКИХ
ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ 158

Митин К.А., Митина А.В., Бердников В.С. НЕСТАЦИОНАРНЫЙ
СОПРЯЖЕННЫЙ КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В ВЕРТИКАЛЬНОМ
КАНАЛЕ ПРИ ВНЕЗАПНОМ НАГРЕВЕ ДОННОЙ ОБЛАСТИ 159

Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В. ОКИСЛИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОРОГЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ
ПОЯСОВ ВОСТОКА РОССИИ 161

Мокрушина О.Д., Каулина Т.В. ЛИЦЕВСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ УРАНА
(АРКТИЧЕСКАЯ ЗОНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): НОВЫЕ
РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 165



| | |
|--|-----|
| Морозова Л.Н. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ СПОДУМЕНА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО ЛИТИЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ): LA-ICP-MS ДАННЫЕ | 167 |
| Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И., Каримова Ф.Б., Нематуллаев С.Ю. ЗНАЧЕНИЕ ОКРАСКИ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКОВ | 170 |
| Мударисова Р.А., Успенский Б.В. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАНСКОГО ЯРУСА ГОРСКОГО ПОДНЯТИЯ | 173 |
| Мыскова Т.А., Житникова И.А., Львов П.А. ВОЗРАСТ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НЕОАРХЕЙСКОЙ УРАГУБСКО-ТИТОВСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В СВЕТЕ НОВЫХ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ | 175 |
| Мыскова Т.А., Серeda Е.Е., Львов П.А., Родионов Н.В., Антонов А.В., Бережная Н.Г., Беляцкий Б.В. СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДАЕК ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО И СВЕКОФЕННСКОГО ГЕОБЛОКОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА | 179 |
| Недосекова И.Л. ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СУБСТРАТА, ПОРОД И РУДНОГО ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, Pb-Pb, U-Pb, He-He ДАННЫЕ) | 182 |
| Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Корешкова М.Ю., Сергеев С.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Богомолов Е.С., Бабушкина М.С. КСЕНОЛИТЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПИРОКСЕНИТОВ В БАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНА СИГУРД, О. ШПИЦБЕРГЕН (АРХ. СВАЛЬБАРД) КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА В ПАЛЕОЗОЕ | 186 |
| Ниткина Е.А., Беляев О.А., Каулина Т.В., Козлова Н.Е., Козлов Н.Е. ЭВОЛЮЦИЯ И ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОМПЛЕКСЕ ПОРОД КОРВАТУНДРА В ЗОНЕ НАДВИГА ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА И ПОЯСА ТАНА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН, РОССИЯ) | 189 |
| Носова А.А., Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Копылова М.Г., Каргин А.В., Сазонова Л.В., Возняк А.А., Ковач В.П. Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЛАМПРОФИРОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ, ИХ МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ПРОБЛЕМА КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ | 193 |
| Осипова Т.А., Каллистов Г.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИНОПИРОКСЕНА ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ДИОРИТОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (Ю.УРАЛ) – ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ОБОГАЩЕНИЯ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА | 195 |
| Павлова Т.А., Самсонов А.В. УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН) | 197 |
| Первунина А.В., Мясникова О.В. СОСТАВ И СВОЙСТВА УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД В ЗОНЕ КОНТАКТОВОГО ЭПИГЕНЕЗА | 201 |



(ЗАЖОГИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, КАРЕЛИЯ)

Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Горнова М.А., Перетяжко И.С., Скузоватов С.Ю. НАПРАВЛЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ СОВМЕСТНЫХ РОССИЙСКО-МОНГОЛЬСКИХ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИГХ СО РАН ЗА ПОСЛЕДНИЕ 15 ЛЕТ 204

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Юдин Д.С., Пуляева И.А. МЕТАСОМАТОЗ ПЕРИДОТИТОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПОД ГАЙОТОМ ГОВОРОВА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН) 206

Перова Е.Н., Верещагин О.С., Брусницын А.И., Кисельников Ю., Бессмертный К.Н. РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖАЙРЕМСКОГО РУДНОГО УЗЛА, КАЗАХСТАН 210

Перчук А.Л., Геря Т.В., Захаров В.С. ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СУБДУКЦИИ ПО ДАННЫМ ПЕТРОЛОГО-ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ 211

Петракова М.Е., Савко К.А., Балтыбаев Ш.К. ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ПОТУДАНСКОГО И ПАВЛОВСКОГО КОМПЛЕКСОВ ДОНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА (ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА САРМАТИИ) 213

Петров Г.А., Петрова Т.А. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВОВ РАННЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПЕРЕСТРОЙКИ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ 216

Петухова Л.Л., Гурьянов В.А. РАННЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ 220

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. К ВОПРОСУ О СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ 223

Полин В.Ф., Разумный А.В., Бадрединов З.Г. ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОЛЮТОРСКОГО ТЕРРЕЙНА (КОРЯКИЯ, РФ): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ 227

Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОКАМЕРНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ И КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ТУВА) 230

Попвасев К.С. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА 231

Попов Н.В., Мальковец В.Г., Лиханов И.И. ВОЗРАСТ ЗИМОВЕЙНИНСКОГО МАССИВА ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРОНОРИТОВ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) 234

Попов Ю.В., Пустовит О.Е. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ СЕРПЕНТИНИТОВ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА 238



| | |
|--|-----|
| Потапов С.В., Шарыгин И.С., Константинов К.М. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЗАПОЛЯРНАЯ ВЕРХНЕ-МУНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ) | 241 |
| Проскурнин В.Ф., Багаева А.А., Нагайцева Н.Н., Сергеев С.А., Ремизов Д.Н., Проскурнина М.А., Голобурдина М.Н. ЩЕЛОЧНОГАББРОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ТАЙМЫРА КАК ИНДИКАТОР НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО РИФТОГЕННОГО ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА НА СЕВЕРЕ СИБИРИ | 244 |
| Пузанков М.Ю., Базанова Л.И., Дирксен О.В., Перепелов А.Б., Москалева С.В., Карташева Е.В. ГИБРИДНЫЕ ЛАВЫ ЖУПАНОВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ, (КАМЧАТКА) | 248 |
| Пухтель И.С. ГЛОБАЛЬНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ РАННЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ: УРОКИ ИЗУЧЕНИЯ КОМАТИИТОВ | 250 |
| Пухтель И.С. ОСТРОВ ГОРГОНА, КОЛУМБИЯ: ВОСЬМОЕ ЧУДО СВЕТА | 253 |
| Пушкарев Е.В. АНКРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА. ОБЗОР | 256 |
| Пушкарев Е.В. СЛАБОДЕПЛЕТИРОВАННЫЕ ЛЕРЦОЛИТЫ ОРОГЕННОГО ТИПА В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ | 258 |
| Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И., Панфилов А.В., Потапов И.Л. НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА | 260 |
| Пыстина Ю.И. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА | 262 |
| АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ | 266 |



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЭКЛОГИТОВ И КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК СИБИРСКОГО КРАТОНА

Калашикова Т.В.¹, Соловьева Л.В., Костровицкий С.И.¹

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

Среди выделенных по минералого-петрографическим признакам разновидностей мантийных ксенолитов исследователями особо отмечены породы основного состава с высоким содержанием клинопироксена и граната – эклогиты и клинопироксениты. Вопросы их сходства и различия, происхождения и взаимосвязи с ультраосновными породами литосферной мантии (перидотитами) остаются дискуссионными. Указанные породы характеризуются сходным двуминеральным составом (гранат и клинопироксен), однако отличаются по составу минералов. Эклогиты характеризуются высоким содержанием жадеитового минала в пироксене ($\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$) – 30–70% (Gonzaga et al., 2010). Существуют две основные точки зрения на происхождение пород основного состава литосферной мантии: участие субдуцированного вещества древней океанической литосферы и кумулатное происхождение при частичном плавлении при высоких P-T параметрах (Condie, 1993; Jacob et al., 1994; Aulbach et al., 2016). Предполагается, что «классические» кратонные эклогиты представляют собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую субдуцирование и возможные дальнейшие метасоматические процессы.

Авторами была исследована коллекция пироксенитовых и эклогитовых ксенолитов из трех кимберлитовых трубок Сибирского кратона: Мир (Мирнинское поле, Маганский террейн), Удачная (Далдынское поле, Далдынский террейн) и Обнаженная (Куйокское поле, Биректинский террейн).

В целом гранатовые пироксениты из различных трубок отличаются оранжево-красноватым цветом граната и темно-зеленым цветом пироксена. Среди них преобладают средне-крупно-зернистые гипидиоморфнозернистые и порфиробластические, а также изредка мозаичные структуры. В гранатовых клинопироксенитах обычно присутствует рутил, как в виде тонких (1–0.5 мкм) пластинок распада в клинопироксене, так и в виде мелких (20–100 мкм) изометричных или ограненных зерен в матрице. Наиболее характерной чертой гранатовых пироксенитов из трубки Обнаженная, которая почти не отмечена в трубках Удачная и Мир, являются мегакристаллы клинопироксена, последовательно распавшихся на клинопироксен, ортопироксен и гранат и затем интенсивно перекристаллизованных в средне-мелкозернистую матрицу. Для данной группы пород характерно присутствие реликтовых мегакристаллов (1–6 см) клинопироксена с пластинчатыми структурами распада граната в средне-мелкозернистой матрице из граната и клинопироксена. В шлифах устанавливаются все стадии эволюции пород – от выделения в первичных мегакристаллах клинопироксена ламелль распада граната до перекристаллизации в гранат клинопироксеновую матрицу. Наличие таких мегакристаллов может указывать на первоначальное кумулатное происхождение породы, которая затем подверглась перекристаллизации.

Эклогиты из различных трубок характеризуются гранатом розового либо светло-оранжевого цвета и светло-зеленым пироксеном. Структуры данных пород можно охарактеризовать как средне-крупнозернистые гранобластовые (до мозаичных) либо пойкилобластовые, что характерно для перекристаллизованных метаморфизованных пород.

Для определения геохимических характеристик пород и их классификации, определения геодинамических обстановок их формирования необходимо определить содержания в породах главных и несовместимых элементов. Для определения концентраций

петрогенных элементов в породах (а также Zr, Nb, Rb, Ba) использовался метод РФА (XRF) с использованием сканирующего рентгенофлуоресцентный спектрометра S4 Pioneer. Для определения концентраций редких элементов в породах был применен метод ICP-MS (Масс-спектрометр высокого разрешения ICP/HRMS Element 2).

Эклогиты и пироксениты из трубки Обнаженная в целом отличаются более высоким содержанием Al_2O_3 (14.39–21.5 мас. %), чем породы из трубок Удачная (2.55–18.8 мас. %) и Мир (1.67–15.62 мас. %). Также они в целом содержат меньше CaO (2.07–13.28 мас. %). В ксенолитах из трубок Удачная и Мир содержание указанного петрогенного оксида составляет, соответственно (3.27–13.15 и 6.04–20.33 мас. %). Данные особенности можно связать с более высоким содержанием граната в ксенолитах из трубки Обнаженная (до 50 %).

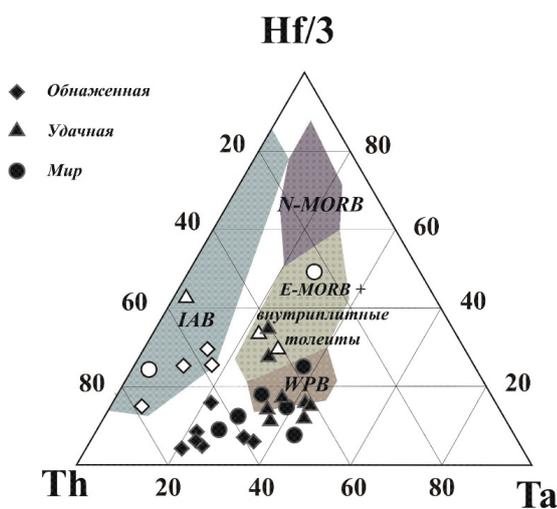


Рис. 1. Диаграмма содержаний Hf/3–Ta–Th в валовых пробах. Поля содержаний в базальтах по (Wood, 1980). Залитые значки – пироксениты, незалитые – эклогиты.

На рис. 1 приведена диаграмма Hf/3–Ta–Th. Геохимические характеристики пироксенитов соответствуют интратипитным базальтам и E-MORB. На основании этого предполагается первичное кумулатное происхождение пироксенитов, которые затем могли подвергнуться перекристаллизации. Для эклогитов отмечены преимущественно мозаичные структуры. Данные породы характеризуются значительными вариациями состава минералов, деплетированием элементов группы LREE. Геохимические характеристики эклогитов преимущественно соответствуют IAB, что предполагает их происхождение из субдуцированной океанической коры и наличие субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона.

Исследование выполнено за счет гранта РФФ (проект № 20-77-00074). Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература:

Aulbach S., Jacob D.E. Major- and trace-elements in cratonic mantle eclogites and pyroxenites reveal heterogeneous sources and metamorphic processing of low-pressure protoliths // *Lithos*. 2016. P. 262. 586–605.

Condie K.C. Chemical composition of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.

Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E., LeRoex A., Schulze D., Menzies M.A. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // *Journal of volcanology and geothermal research*. 2020. 190(1-2 SI). P. 235–247.



Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. (1994) Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust// *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 5191–5207.

Wood, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basalt lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ДИОРИТЫ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (Ю.УРАЛ): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

Каллистов Г.А., Осипова Т.А.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
kallistov@yandex.ru*

Вопросы происхождения высокомагнезиальных пород среднего и средне-основного состава в складчатых поясах являются остро дискуссионными. Петрологическое и минералого-геохимическое исследование высокомагнезиальных пород дает возможность оценить состав мантийных источников расплавов, условия их генерации, механизм мантийно-корового взаимодействия (Zhao, Zhou, 2013; Kelemen et al., 2014; Ulmer et al., 2018; и др.).

В настоящем сообщении представлены данные о высокомагнезиальном диорите из Челябинского гранитоидного массива (Южный Урал). Он слагает синплутоническую дайку мощностью до 3 метров в позднедевонско-раннекаменноугольных (361 ± 4 млн лет) гранодиоритах (Осипова и др., 2021 и ссылки в ней). Порода образована фенокристами амфибола в ассоциации с флогопитом, погруженными в основную массу, сложенную кислым плагиоклазом ($An_{21}-An_8$), кварцем и мелкими идиоморфными зернами амфибола. Часто плагиоклаз образует ойкокрystalлы, включающие в себя фенокристы и мелкие зерна амфибола и, иногда, кварц. Амфибол в настоящее время почти нацело актинолитизирован, но в фенокристах фрагментарно сохраняются участки куммингтонита, образованного, вероятно, по ортопироксену, и реликты первичных хромдиопсида и паргасита. Аксессуары представлены цирконом (U-Pb возраст 362 ± 2 млн лет), фторapatитом, мелкими зернами высокохромистого хромита, редкими выделениями ильменита, единичными зернами бадделеита. Характерна обильная вкрапленность сульфидов Fe-Ni-Zn-Pb-Cu-Mo, отсутствующая во вмещающих дайку гранодиоритах.

Высокомагнезиальный, по минеральному составу, диорит Челябинского массива, содержащий модалный кварц, по химизму близок оливин-нормативным магнезиальным базальтам (в среднем содержание кремнезема в породе составляет около 50 мас. %; сумма щелочей – 3.8 мас. %; содержание MgO – 13.5 мас. %; Mg # – 0.75). По основным геохимическим характеристикам (концентрации Cr, Co и Ni ~570, 40, 260 г/т, соответственно; умеренно фракционированное распределение P3Э ((La/Yb)_n=13); практически отсутствие Eu аномалии; умеренные концентрации Y ~ 15 г/т; заметные отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr) рассматриваемая порода близка санукитоидам или низкокремнеземистым адакитам (Martin et al., 2005; Tatsumi, 2008; и др.).

«Несоответствие» минерального состава породы химическому, обусловлено, по видимому, ходом кристаллизации расплава. По экспериментальным данным (Ulmer et al., 2018), высокая магнезиальность, высокая водонасыщенность и восстановительные условия кристаллизации расплава в коровых условиях определяют более раннее образование клинопироксена и его последующее перитектическое преобразование в амфибол, а также «задерживает» осаждение плагиоклаза до последних, наиболее низкотемпературных стадий кристаллизации.



Изотопная систематика неодима в породе ($\epsilon\text{Nd}(t) = -0,1 \text{--} +0,5$) и гафния в цирконе ($\epsilon\text{Hf}(t) = +0,5 \text{--} +4,5$) характеризует высокую гомогенность расплава и позволяет связать его с источником «смешанной» природы, образованного в результате взаимодействия мантийного и корового материала. С этим положением хорошо согласуется микроэлементный состав циркона и реститового бадделеита (Осипова и др., 2021).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ гос. рег. темы АААА-А18-118052590029-6), аналитические работы выполнены в ЦКП "Геоаналитик" в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН.

Литература:

Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Замятин Д.А., Булатов В.А. Zr-Th-U минералы в высокомагнезиальном диорите Челябинского массива (Южный Урал) – индикаторы мантийно-корового взаимодействия. Геодинамика и тектонофизика, 12 (2). 2021 (в печати).

Kelemen, P.B., Hanghoj, K., Greene, A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise Geochem. 2014. 3. P. 749–805.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos. 2005. 79. P. 1–24.

Tatsumi Y. Making continental crust: The sanukitoid connection. Chinese Science Bulletin. 2008. 53. P. 1620–1633.

Ulmer P., Kaegi R., Müntener O. Experimentally derived intermediate to silica-rich arc magmas by fractional and equilibrium crystallization at 1.0 GPa: an evaluation of phase relationships, compositions, liquid lines of descent and oxygen fugacity. J. Petrol. 2018. 59. P. 11–58.

Zhao J.-H., Zhou M.-Fu. 2013. Neoproterozoic high-Mg basalts formed by melting of ambient mantle in South China. Precambrian Research. 2013. 233. P. 193–205.

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА)

Карабаев М.С., Амиров Э.М., Оролов А.К., Джурабаев А.Б., Садиров Р.М.

Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Госкомгеологии РУз, Ташкент, Узбекистан

Изучение и разработка научных основ особенностей формирования метасоматических пород, выявление их взаимоотношений с различными, в том числе рудными, парагенезисами минералов и использование их для поисково-оценочных целей с полным основанием может быть отнесена к числу фундаментальных направлений в области теории рудообразования и металлогении (Коржинский, 1955; Жариков, 1968; Омельяненко, 1978 и др.).

Изучением метасоматических образований, минералого-геохимических особенностей редкометальных, золото-редкометальных и золоторудных месторождений Западного Узбекистана занимались многие исследователи. Вместе с тем, несмотря на большое количество работ, посвященных изучению метасоматических образований, и достигнутые успехи в этом направлении, многие особенности формирования этих пород в месторождениях Центральных Кызылкумов, исследованы сравнительно слабо.

Одним из широко распространенных и более изученных представителей метасоматических пород региона являются скарны. В Узбекистане широко распространены поля с широким проявлением скарнов с вольфрамовым оруденением, которые являлись одним из полигонов для исследования и разработки представлений об их формировании. Основы изучения вопроса заложены признанным ученым мирового уровня –



Х.М.Абдуллаевым (1947), с обобщающих работ которого началась целая эпоха в изучении скарновых месторождений Средней Азии. В последующем скарны и их рудоносность изучались его последователями, результаты которых отражены в многочисленных публикациях авторов (Исмаилов, 1975; Мусаев, 2012; Отрощенко, 1982 и др.).

По сравнению с другими, вопросы скарнообразования и формирования вольфрамового оруденения в редкометальных месторождениях Западного Узбекистана изучены достаточно хорошо. Но анализ полученных результатов и сделанные выводы авторов не всегда соответствуют общепринятым положениям. Например, некоторые парагенезисы минералов отнесены к скарнам, что привело авторов к ошибочным представлениям при выяснении их взаимоотношений с оруденением. Различные постскарновые вольфрамоносные метасоматиты описывались без связи между собой и выделялись многочисленное количество парагенных минеральных ассоциаций.

Таким образом, изучение всего разнообразия метасоматитов, определение продуктивных минеральных ассоциаций, связанных с отдельными околорудными изменениями, изучение вещественного состава, установление их временных и пространственных взаимоотношений, а также выделение генетически обоснованных поисково-оценочных критериев является актуальной задачей отраслевой науки. Исходя из этого, в последние годы, авторами проведены комплексные исследования, направленные на изучение метасоматических образований, продуктивных парагенезисов минералов пород и руд золоторудных и золото-редкометалльных объектов Западного Узбекистана. Анализ результатов работ проводился на основе современных определений и представлений по формированию пород и руд с привлечением обобщающих работ, в которых рассмотрены соответствующие вопросы. Основными выводами этих исследований являются:

1. Комплекс метасоматических пород золото-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана соответствует последовательному ряду становления единой рудно-метасоматической системы, связанной с постколлизийным гранитоидным магматизмом, где с отдельными околорудными изменениями связаны определенные продуктивные ассоциации минералов. Рудно-метасоматические образования золоторудных и золото-серебряных объектов региона представлены более поздними их частями, которые отражают различные уровни единой колонки минералообразования.

2. На редкометальных месторождениях Западного Узбекистана в постмагматический этап минералообразования скарны развиваются по различным породам и их типизация осуществлялась на основе состава первичных пород, что противоречит принципам формационного расчленения метасоматических образований, которые, в первую очередь, должны отражать физико-химические условия минералообразования (Омельяненко, 1978). В связи с чем скарны, сформированные в раннещелочную высокотемпературную стадию постмагматического этапа минералообразования в зоне контактового ореола интрузивных тел по различным породам (карбонаты, магматические образования, магнезиальные скарны, роговики и др.) являются фаціальными категориями и они объединены в единую формацию – известковых скарнов.

3. Роль выделенных формационных типов метасоматических пород Западного Узбекистана неоднозначна при формировании оруденения. Редкометальное и последующее золотое оруденение наложено, как на скарны, так и на различные вмещающие породы (и на материнские интрузивы) и проявлено в определенных благоприятных геолого-структурных позициях - составы скарнов являются мощными нейтрализаторами рудоносных растворов стадии кислотного выщелачивания. Таким образом, по определению (Жариков, 1998), условиям формирования и локализации оруденения, редкометальные (Лянгар, Ингичка, Койташ и др.) и золото-редкометалльные (Сарытау, Саутбай) месторождения Западного Узбекистана в генетическом отношении не соответствуют скарновым.



4. Околорудные изменения, стадии кислотного выщелачивания постмагматических процессов, развивающиеся по магнизальным, известковым скарнам, роговикам не являются скарнами – они выделены как апоскарновые метасоматиты, при этом кварц-гранат-пироксеновые (геденбергит) новообразования отражают внутренние фации данных метасоматитов, а одновременные с ними кварц-амфиболовые, -биотитовые, -флогопитовые и другие (многочисленные) прожилковые минеральные ассоциации с шеелитом – внешние фации. Разнообразие состава парагенных минералов последних определяется составом замещаемых пород и условиями минералообразования.

5. Химический состав тыловых зон метасоматической колонки, являющегося следствием максимального проявления каждого типа метасоматитов исследуемой площади, однообразен и связано с физико-химическими условиями процесса минералообразования, определяющиеся достижением равновесного состояния растворов с первичными породами. То есть, процесс определенного околорудного изменения стремится к созданию стандартного химического и минералогического состава, которые определяют формационную принадлежность метасоматитов. Роль вмещающих пород просматривается на формировании состава внешних зон (менее преобразованных) метасоматической колонки, которые характеризуют равновесие остаточных растворов с первичными породами, и указывают на фациальные разновидности изменений.

6. Формирование золото-редкометалльного оруденения региона имеет длительный и многостадийный характер, в котором с определенным геохимическим типом связаны различные продуктивные минеральные ассоциации. Редкометалльное рудообразование одновременно (синрудное), со связанными, с ним метасоматитами, последующие золотопродуктивные ассоциации сопряжены с пропилитами, березитами, эйситами и аргиллизитами.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Кашин С.В., Молчанов А.В., Шатов В.В.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия Sergey_Kashin@vsegei.ru; Anatoly_Molchanjv@vsegei.ru; Vitaly_Shatov@vsegei.ru

Выявление и диагностика гидротермально-метасоматических образований (ГМО) представляет собой важную в научном и практическом отношении проблему.

Г.Л. Пospelов (1973) по структурно-текстурным особенностям разделяет все метасоматиты на две большие группы. Это «просвечивающие» структуры, то есть останцовые и унаследованные структуры замещаемой толщи в поле метасоматитов, и «наложенные» структуры, обусловленные особенностями функциональной системы метасоматоза.

Г.Т. Волостных и Д.В. Рундквист (1979) отмечают, что структуры метасоматических пород, сочетающие черты первичных и новообразованных пород отличаются большим разнообразием и сложностью. Выделены несколько характерных особенностей структур метасоматических пород:

- метасоматические породы сочетают в себе структурные элементы исходной и новообразованной пород. Нередко на фоне первичной породы наблюдается несколько метасоматических ассоциаций, каждая из которых может обладать своими структурными особенностями;

- широкое развитие псевдоморфоз в метасоматических породах;



- часто встречающиеся образования с закономерной ориентировкой слагающих их индивидов, которые образуют разнообразные фестончатые, концентрически зональные, сферолитоподобные, полосчатые, друзовидные агрегаты, а также микропрожилковые агрегаты с параллельным или перпендикулярным расположением индивидов.

- для метасоматических образований характерны центрические структуры с радиальной ориентировкой минеральных индивидов. В целом при метасоматозе структурные особенности исходных пород сохраняются лучше, чем минеральный состав.

В целом Г.Т. Волостных и Д.В. Рундквист при систематике структур метасоматических пород по соразмерности кристаллических индивидов выделяют три иерархических уровня: порфиновые, соразмерные и пойкилитовые. В любом из этих типов минеральные индивиды могут располагаться хаотично или ориентировочно, поэтому на следующем уровне выделяются индивиды: не ориентированные, с линейной ориентацией, с центральной ориентацией.

Близкую, трёхуровневую, схему систематики структур метасоматических пород предлагает В.В. Жданов (1999).

При изучении метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом отмечается (Бушмин, 1996), что для диагностики метасоматических образований важнейшее значение имеют структуры замещения и реликты исходных пород. Кроме того, критерием диагностики метасоматических образований является метасоматическая зональность.

ГМО отличаются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей, но в большинстве случаев наложенные метасоматические процессы создают пестроту, неоднородности, «такситовость» в исходных породах. Структуры и текстуры первичных пород (магматических, метаморфических, осадочных), отличаются относительной равномерностью. Даже если изверженная порода обладает такситовой текстурой, образовавшейся в процессе застывания магмы, то эти неоднородности в её строении распределены в породе достаточно равномерно и имеют близкие размеры и конфигурацию. Это обусловлено низкими скоростями и, следовательно, малыми расстояниями массопереноса при кристаллизации магм, а также тем, что центры кристаллизации возникают почти одновременно и относительно равномерно в кристаллизующейся породе. Такситовая текстура, обусловленная метасоматическими преобразованиями, будет отличаться неравномерным распределением неоднородностей, которые различаются по размерам и формам, хотя такситовая текстура с равномерно распределёнными неоднородностями тоже может быть метасоматической. В принципе, любые неоднородности, наблюдаемые в магматической породе, должны вызывать «подозрение» на их метасоматическую природу. Близкую точку зрения высказал Г.М. Заридзе (1992). К метасоматическим относятся петельчатая и спилитовая структуры, традиционно относящиеся к магматическим. К структурам магматических и метаморфических пород, которые в каждом конкретном случае должны быть проанализированы на возможность их метасоматического генезиса, относятся: пойкилитовая, маргинационная, друзитовая, оцелляртовая, сферолитовая, псевдосферолитовая, порфировая, структура спинифекс, келефитовая, пойкилобластовая, порфиробластовая, пятнистая, гломеробластовая. Но, следует отметить, что, по мнению В.В. Жданова, метасоматические породы могут обладать и типичными метаморфическими структурами: гранобластовой, лепидобластовой и др.

Д.С. Коржинский считал, что более или менее равномерное распределение минералов при метасоматозе возникает крайне редко, так как метасоматическая минерализация возникает по неравномерной системе пористости и трещиноватости первичных пород, для которых как раз характерна равномерность в распределении минералов. Для метасоматического минералообразования, протекающего под влиянием просачивающихся газовой-жидких растворов, типичны сочетания реликтовых и новообразованных минералов в



самых разнообразных пропорциях. Как подчеркивал Д.С. Коржинский (1970), «...в метасоматических породах не может быть устойчивых количественных соотношений между реликтовыми минералами и продуктами их замещения». Равномерное распределение метасоматического минерала может возникнуть как частный случай, если количество этого минерала определяется содержанием какого-нибудь компонента в первичной породе. Зональность метасоматических образований является одним из самых характерных их свойств. По мнению Д.С. Коржинского именно зональность метасоматитов является главным критерием их отличия от пород иного генезиса. Метасоматоз в целом приводит к уменьшению числа сосуществующих минералов с тенденцией к мономинеральному замещению в зонах наиболее интенсивного метасоматоза, что является одним из критериев его диагностики.

Н.И. Краснова и Т.Г. Петров (1997) выделяют следующие признаки метасоматических образований для отличия их от магматических, осадочных и метаморфических пород:

- псевдоморфозы, сохраняющие в той или иной степени облик исходных минералов. По Г.Л. Пospelову (1973) для образования псевдоморфоз обязательным условием является наличие избыточных напряжений в граничном слое твёрдой фазы, что возможно только в области упругих деформаций горных пород при сохранении их жёсткого каркаса, и невозможно в зоне пластических течений;

- реликты исходных минералов и реликты структурного рисунка субстрата;
- унаследованные черты химизма, изотопного состава и рентгеноструктурные особенности минералов субстрата.

- если при пересечении пород разного состава одной и той же жилой эта жила резко меняет свой состав, то это может служить признаком метасоматического образования данной жилы.

- расположение отдельных зон в метасоматической колонке в соответствии с дифференциальной подвижностью компонентов;

- распределение мелких кристаллов в виде цепочек с признаками коррозии вдоль различных систем трещин в отдельных минералах или в породе в целом.

- направление вектора роста минералов от контактов (трещины или тела) вовнутрь замещаемой породы.

Отличия гидротермально-аргиллизированных пород от продуктов кор выветривания рассмотрены Г.Т. Волостных (1972).

Е.В. Плющев и др. (2012) отмечают, что признаки, по которым диагностируются гидротермально-метасоматические изменения, не всегда однозначны. Гидротермальные минералы имеют главным образом эпигенетические формы выделения, которые подразделяются на псевдоморфные, наследуемые от замещенных минеральных и других тел, и автоморфные – собственные. Выделяются три вида псевдоморфоз: а) гомоосевые монокристалльные; б) агрегатные мономинеральные; в) агрегатные полиминеральные.

В дополнение к рассмотренным выше признакам метасоматической природы минерализации можно предложить дополнительный (но в целом дискуссионный) критерий диагностики ГМО при изучении в шлифах.

Д.С. Коржинский (1970) показал, что метасоматоз в целом приводит к уменьшению числа сосуществующих минералов с тенденцией к мономинеральному замещению в зонах наиболее интенсивного метасоматоза, что является одним из критериев его диагностики. Можно показать, что тенденция к формированию мономинеральных агрегатов при метасоматозе проявлена не только во внутренних, но и в промежуточных частях метасоматических колонок.

При изучении гидротермально-метасоматических образований на микроуровне (с помощью микроскопа) нужно упомянуть об одной особенности структур метасоматических

пород. Эта особенность заключается в том, что большинство метасоматических новообразований на микроуровне стремятся к мономинеральности. Это звучит парадоксально, так как метасоматиты почти всегда полиминеральные и, более того, часто полистадийные образования. Эта закономерность эмпирическая, она обусловлена механизмами метасоматоза, которые ещё ждут своего объяснения, но проявляется совершенно отчётливо у подавляющего числа метасоматитов, хотя и не всегда. По-видимому, это связано с высокими скоростями массопереноса при метасоматозе и с большой неоднородностью распределения центров кристаллизации. Часто эта тенденция к мономинеральности метасоматических минералов не реализуется полностью и выражается в образовании сгустков, скоплений, агрегатов различного размера и формы на фоне вкрапленной, рассеянной минерализации этих же минералов. На макроуровне, в образцах, такая особенность ГМО приводит к формированию участков неравномерного и незакономерного распределения метасоматической минерализации в породе, формируя вторичную, метасоматическую такситовую текстуру.

Это можно показать на ряде примеров. Известно, что березиты являются полиминеральными образованиями, в состав которых входят продукты двух стадий минералообразования: более ранней кислотной стадии, в процессе которой образуются кварц, серицит и сульфиды (обычно пирит), и более поздней, субщелочной, в ходе которой формируются карбонаты, гидрослюда (иллит), реже альбит, гематит, хлорит, апатит, рудные минералы. Вся эта минерализация сосредоточена в одном геологическом пространстве, тесно переплетена и взаимосвязана, однако тенденция к проявлению мономинеральности выражена достаточно ярко. На рис. 1 видно, что карбонат и серицит образуют мономинеральные псевдоморфозы, состоящие из большого количества мономинеральных агрегатов зёрен одной разновидности, которые отчётливо индивидуализированы в пространстве.

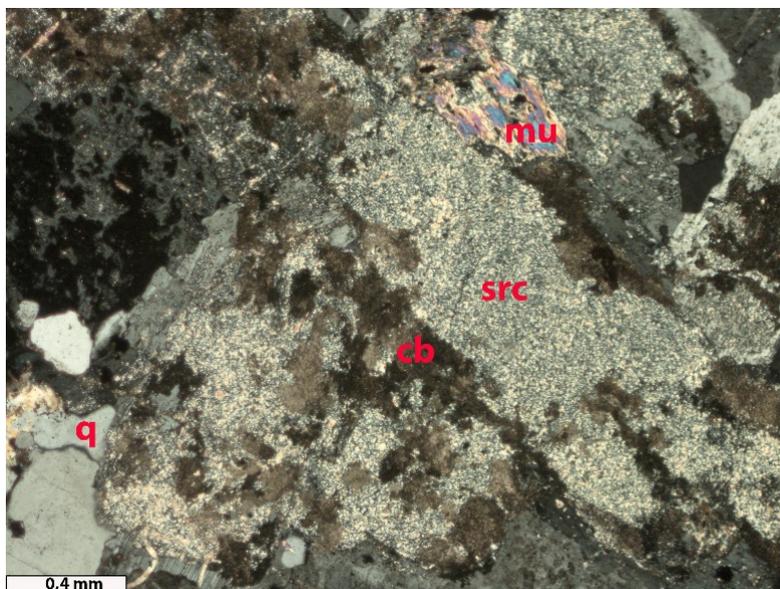


Рис. 1. Березитизированный гранит. Полевые шпаты замещаются мономинеральными агрегатами анкерита (cb) и серицита (src) (рудное поле Джусандалинского уранового месторождения, Южный Казахстан).

Подобная тенденция наблюдается и у ГМО других формационных типов: вторичных кварцитах, грейзенах, березитоидах, пропилитах, хлорит-касситерит-кварцевых метасоматитах, цеолититах, фельдшпатитах и др. Обычно метасоматический характер минерализации при современном уровне развития петрографии и учения о метасоматозе



является очевидным, как бы само собой разумеющимся. Но так бывает не всегда. Особую важность этот дополнительный критерий диагностики ГМО может иметь в случае, когда состав эдукта и метасоматита имеет близкий минеральный состав, например, при формировании полевошпатовых метасоматитов по гранитам (апограниты, литий-фтористые граниты и др.).

Литература:

- Бушмин С.А. Метасоматические образования в зонах регионального метаморфизма // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб., Из-во ВСЕГЕИ, 1996. С. 84–125.
- Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М., Недра. 1972. 240 с.
- Волостных Г.Т., Рундквист Д.В. К изучению структур метасоматических пород // Метасоматическое минералообразование. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1979. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 287. С. 56–66.
- Жданов В.В. Метасоматиты, опыт изучения и картирования. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 56 с.
- Заридзе Г.М. Внимание! Метасоматоз. Тбилиси, Мецниереба, 1992. 191 с.
- Коржинский Д.С. Проблемы метасоматических процессов // Проблемы метасоматизма (Труды II конференции по околорудному метасоматизму). М., Недра, 1970. С.14–21.
- Краснова Н.И., Петров Т.Г. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб., 1997. Изд-во «Невский курьер». 228 с.
- Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 354.
- Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск. Наука, 1973. 355 с.

ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕИТА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОНОРИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Кервинен А.В., Степанова А.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, kervinen@mail.ru

Замещение бадделеита цирконом типично для метаморфизованных базитов и было описано ранее (Davidson et al., 1988), в том числе и в палеопротерозойских базитах комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (Balagansky et al., 2014). Объектом исследования является Амбарнский массив, расположенный в центральной части Беломорской провинции. Массив сложен меланократовыми оливиновыми габброноритами, в которых присутствуют единичные мелкие шпирты габбро-пегматитов. Породы массива метаморфизованы, на границе оливина и плагиоклаза формируются пироксен-амфибол-шпинелевые, реже гранатовые реакционные каймы. Метаморфические преобразования сопровождаются формированием цирконовых оторочек на зернах бадделеита, что типично для коронитовых габброидов (Beckman et al., 2017).

Из образца габбро-пегматита было выделено около 150 пластинчатых и псевдопризматических циркон-бадделеитовых агрегатов размер которых варьирует от 20 до 150 мкм. Наиболее крупные зерна с хорошо выраженными темными участками были упакованы в шашки из эпоксидной смолы и изучены на электронном микроскопе (Tescan VEGA II LSH, ЦКП КарНЦ РАН, Петрозаводск). Установлено, что циркон содержит ядра, сложенные бадделеитом (рис.), которые имеют неровные границы и распределены в зернах неравномерно. Объем реликтовых ядер бадделеита в выделенных из пробы зернах варьирует: часть зерен содержит крупные ядра бадделеита, окруженные тонкой каймой

циркона, другие характеризуются преобладанием циркона и практически полным отсутствием бадделеитовых ядер. Циркон представлен агрегатом мелких незональных ксеноморфных зерен.

Содержания элементов-примесей в бадделеите были изучены в наиболее крупных и однородных реликтовых ядрах методом SIMS, (Camecaims 4f, ЯФ ФТИАН). Для бадделеита характерны содержания U 790–1900 ppm, Th 8–37 ppm, Hf 10500–14100 ppm, Y 145–400 ppm. Содержание Ti в бадделеите составляет 3300–7300 ppm. Бадделеит характеризуется низким содержанием ($\Sigma\text{REE}=224\text{--}746$) и фракционированным характером распределения REE с обогащением HREE ($[\text{Yb}/\text{Gd}]_n = 15\text{--}52$) и LREE ($[\text{Sm}/\text{La}]_n = 0.72\text{--}1.15$) и слабой положительной Ce аномалией (рис.).

Циркон, формирующий оболочки вокруг бадделеита (рис.), характеризуется содержанием U от 165 до 760 ppm, содержания Hf варьируют от 9300 до 12400 ppm, Th 26–245 ppm, Y 120–460 ppm. Циркон характеризуется низкими содержаниями REE ($\Sigma\text{REE}=184\text{--}435$), слабым обогащением LREE ($[\text{Sm}/\text{La}]_n = 0.27\text{--}0.86$) и HREE ($[\text{Yb}/\text{Gd}]_n = 15\text{--}31$) и отсутствием положительной Ce аномалии (рис. 1). Обогащение циркона HREE предполагает отсутствие равновесия с гранатом, а оценка температуры кристаллизации циркона, выполненная с использованием термометра Ti-в-цирконе ($\text{Ti} = 28\text{--}92$ ppm, $T_{\text{cp}} = 843^\circ\text{C}$, Ferry, Watson, 2007) позволяет предполагать его формирование в условиях гранулитовой фации.

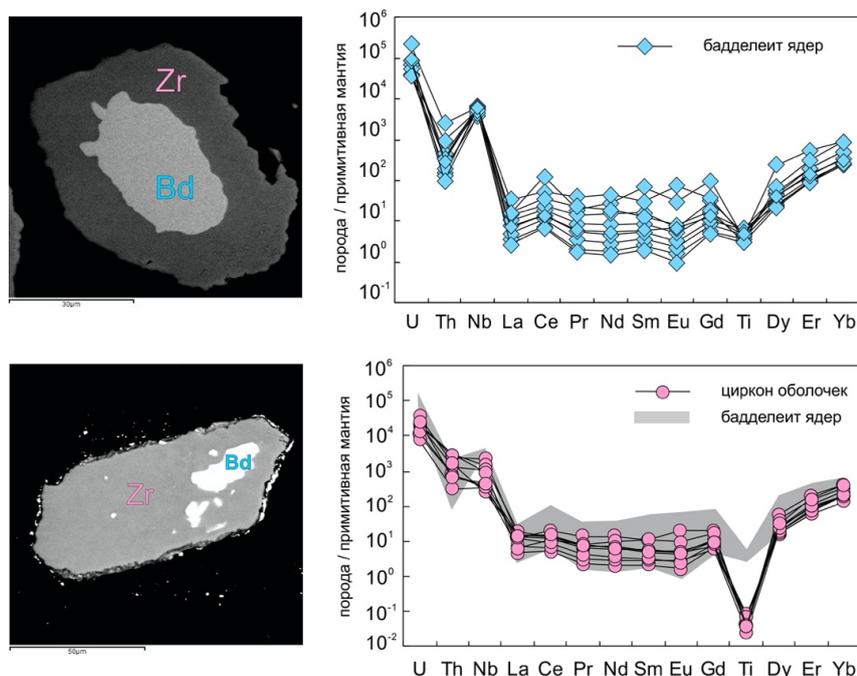


Рис 1. Характер взаимоотношений циркона и бадделеита в габбро-пегматитах Амбарнского массива и распределение в них элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии (Hoffman, 1988).

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН (№ гос.рег. темы АААА-А18-118020290085-4).

Литература:

- Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья // Ленинград: Наука, 1981. 216 с.
- Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province,



Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing, and tectonic implications // *Int. Geol. Rev.* 2015. V. 57. № 11–12. P. 1543–1565.

Beckman V., Möller C., Söderlund U., Andersson J. Zircon growth during progressive recrystallization of gabbro to garnet amphibolite, Eastern Segment, Sveconorwegian orogen // *Journal of Petrology*. 2017. V. 58 № 1. P. 167–187.

Davidson A., Breemen O. van Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: implications for geochronology // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1988. V. 100. № 3. P. 291–299.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. № 4. P. 429–437.

Hofmann, A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. // *Earth and Planetary Science Letters* V.90 P. 297–314.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОРДУБАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И СВЯЗАННАЯ С НИМИ ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Керимли У.И., Баба-заде В.М., Абдуллаева Ш.Ф.

Бакинский Государственный Университет, Баку, Азербайджан, ulkerkerimli76@mail.ru

Ордубадский рудный район Малого Кавказа находится в юго-западном обрамлении крупного полифазного и полифациального Мегри-Ордубадского гранитоидного батолита, в геологическом строении которого участвуют кроме пород гранитоидного комплекса, вулканические образования эоценового возраста.

В рудном районе выделяется два этапа гидротермального изменения пород: дорудный, предшествующий оруденению и синрудный, сопутствующий оруденению (Баба-заде и др., 1990).

В дорудном этапе происходит интенсивная альбитизация вмещающих пород по узким трещинным зонам, которая охватывает весь участок месторождения. Нередко, тесно сближенные трещинные зоны образуют штокверковые тела, которые проявились в узле пересечения Агюрт-Мисдагского поперечного и Главного Ордубадского продольного разломов. Здесь хорошо выражены переплетение тонких альбит-серицитовых прожилков и интенсивное изменение, обеление, дробление кварцевых сиенит-диоритов. Такой рисунок процесса альбитизации вмещающих пород отчетливо проявлено в кварцевых сиенит-диоритах, резко затухая в диорит-порфиритовых дайках.

Синрудное, сопутствующее оруденению гидротермальные изменения происходят в период отложения кварц-молибденитовой ассоциации, сопровождаясь хлоритизацией, серицитизацией и окварцеванием с кварц-золото-пирит-халькопиритовой и золото-пирит-халькопирит-сфалеритовой минерализацией, и эпидотизацией, несущей гематитовую минерализацию.

Окварцеванию преимущественно подвержены вмещающие породы вдоль кварц-молибденитовых жил и прожилков. Хлоритизацией и серицитизацией сопровождаются кварц-золото-пирит-халькопиритовые и золото-пирит-халькопирит-сфалеритовые жильные и прожилковые зоны, которые в межжильных пространствах образуют также штокверковую сеть и вкрапленную минерализацию. Синрудные изменения вмещающих пород имеют, по-видимому, площадной характер и сопровождаются широким ореолом золотоносности в пределах всего месторождения. Эпидотизация проявлена локально и сопровождает гематитовые жилы.

Зоны гидротермально-измененных пород в основном совпадают с положением



рудоконтролирующих структур, прослеживаясь непрерывной полосой вдоль них. По разнообразию гидротермально-измененных пород можно судить об интенсивности процессов гидротермальной деятельности. Серицитизация наиболее характерна для приповерхностных частей зон. Окварцевание, серицитизация (главная масса) и пиритизация имеют дорудное происхождение. Альбитизация тесно связана во времени с рудным процессом. Возможно, что часть пирита также синхронна с оруденением.

В пространственном отношении отмечается полное совпадение участков оруденения с участками окварцевания, альбитизации. Пиритизация также заметно возрастает вблизи рудных тел. Отмечается карбонатизация и осветление пород, которые в редких случаях превращены во вторичные кварциты.

Значительное воздействие на вмещающие породы оказала интрузия Мегри-Ордубадского батолита, образуя вокруг нее контактовые ореолы. Наиболее широкий и сложный контактовый ореол характерен для адамеллитового и граносиенитового интрузивов и представлен вторичными кварцитами, эпидозитами, контактовыми роговиками и скарнами. Формация постмагматической стадии метасоматитов слагает экзо- и эндоконтактовую зону интрузии. Эти породы являются сложными образованиями и разделяются на кварцевые, плагиоклазовые и хлоритовые метасоматиты и амфиболиты. Скарны и скарноиды занимают огромное место в контактовом ореоле и относятся к биметасоматическому типу, частично к контактово-инфильтрационному. Формация низкотемпературных метасоматитов широко развита не только в контактовом ореоле интрузии, но и в ее пределах. Низкотемпературные процессы выражены эпидотизацией, хлоритизацией, карботизацией и лимонитизацией исходных пород.

Ордубадский рудный район охватывает две группы месторождений: месторождения эндоконтактовой полосы Мегри-Ордубадского батолита (золото-кварц-медно-молибденовая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-сульфидно-апоскарновая) и месторождения экзоконтактовой полосы батолита (золото-сульфидно-кварцевая, золото-сульфидная, золото-кварц-полиметаллическая, формация золотоносных метасоматитов) (Баба-заде, Керимли, 2013, Керимли, 2014).

Группа месторождений эндоконтактовой полосы. Это – типичные месторождения средних глубин с сопутствующими меди и молибдену (иногда в промышленных количествах) золотом, мышьяком и висмутом, относимые по возрасту к раннеколлизионному этапу ($P_3 - N_2^2$) альпийского металлогенического цикла. Большинство месторождений этой группы пространственно ассоциирует с близкими к ним по возрасту гипабиссальными телами и дайковыми образованиями послевержнеэоцен – олигоценового комплекса малых интрузий, с которыми оруденение данного типа, по установившемуся мнению, имеет парагенетическую связь.

Одной из характерных минералогических особенностей месторождений описываемой группы, позволяющей отнести их к кварц-золото-медно-молибденовой формации, является более или менее постоянное присутствие в них меди и молибдена, участвующих, как правило, в составе ранних минеральных ассоциаций.

Собственная золотая минерализация, связанная с более поздними стадиями минералообразования, выделяется в качестве продуктивной ассоциации.

Наиболее представительными месторождениями эндоконтактовой полосы являются Агюртское и Мунундаринское.

Агюртское золото-медно-молибденовое месторождение приурочено к эндоконтактовой зоне Мегри-Ордубадского сложного полифазного и полифациального батолита и располагается в блоке пород, ограниченном протяженными, субширотными разрывными нарушениями и контролируется узлом их пересечения с разломами субмеридионального простирания.



Агюртское месторождение относится к широко распространенному классу жильных зон – месторождений прожилково-вкрапленного типа, выраженному секущими рудными телами (жилами и прожилками кварца). Рудные жильные зоны размещаются среди кварцевых сиенит-диоритов и порфиридных гранодиоритов в оперяющих трещинах отрыва северо-восточного простирания, развитых в висячем зальбанде Главного Ордубадского разлома, и ассоциируют пространственно с дайками гранодиорит (граносиенит)-порфириров. Анализ взаимоотношения рудных зон с дайками показывает, что оруденение по возрасту является более поздним, при этом, оно локализуется на участках пересечения долгоживущих субширотных и субмеридиональных нарушений.

Принципиальное отличие Агюртского месторождения от других золоторудных объектов Ордубадского рудного района заключается в том, что здесь золотоносные жильные зоны образовались в эндоконтакте Мегри-Ордубадского батолита в системе трещин отрыва северо-восточного направления, тогда как в Пъязбашинском, Шакардинском и др. месторождениях золотоносные зоны (жилы) приурочены к трещинам скола северо-западного направления в экзоконтакте плутона.

Группа месторождений экзоконтактной полосы. Эта группа золоторудных месторождений представлена средне-низкотемпературными месторождениями, сформировавшимися в условиях средних-малых глубин (присутствие халцедоновидного кварца и др.). Промышленные представители этой группы – жильные тела и золотоносные метасоматиты Пъязбашинского рудного поля (Пъязбаши, Шакардара).

По вещественному составу месторождения Пъязбашинского рудного поля принадлежат в основном к золото-кварц-сульфидной формации, иногда – золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой. В контурах рудных тел основная часть металла (до 80 %) заключена в кварцевых жилах, оставшаяся часть запасов содержится в золотоносных жильных зонах дробления в интенсивно окварцованных и каолинизированных породах экзоконтактов жил с пирит-халькопиритовой минерализацией (Рамазанов, Керимли, 2014).

Жилы представлены кварцем нескольких генераций и метасоматическим кварцем (90–95 %) с присутствием карбонатов, серицита, халцедоновидного кварца, иногда халцедона. Рудные минералы (от 3–5 до 10–15 %) представлены чаще пиритом (до 90 %), халькопиритом, арсенопиритом, молибденитом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, золотом – самородным, мелко- и тонкодисперсным, самородным серебром, электрумом, теллуридами и др. Особенности типа и его промышленную ценность определяют минеральные парагенезисы, соответствующие продуктивным стадиям: на Пъязбашинском – кварц-пирит-золоторудной и кварц-полиметаллической с золотом, на Шакардинском – золото-кварц-сульфидной. Золото месторождений этих типов видимое не вооруженным глазом, распределено неравномерно: безрудные или слабооруденелые участки кварцевых жил (жильных зон) сочетаются с промышленными и богатыми.

Главными геолого-металлогеническими особенностями данной рудной формации являются: 1) характерные вещественные и морфогенетические характеристики оруденения: состав руд кварц-сульфидной с количеством сульфидов обычно более 5 % и до 20 %, нередко в ареалах метасоматитов и их малококонтрастных ореолах; 2) основными рудообразующими структурами являются поперечные (относительно общего структурного плана), так называемые «осевые» нарушения, приуроченных к линиям максимальных динамических дорудных направлений, осложненных зонами дробления, расщепления, милонитизации, крупные разломные структуры; 3) параметрические характеристики оруденения: протяженность по простиранию и падению до 1200 м, мощность рудных тел – до 1,6 м, содержание золота – от 0,1 до 15–23 г/т, редко до 57 г/т; 3) вертикальный размах оруденения, достигающий 400 м и более; 4) связь оруденения с зонами экзоконтактов штоков и батолитов гранитоидов, локализованных в вулканогенно-осадочных породных ассоциациях (поздний



эоцен-олигоцен-нижний миоценовый структурно-вещественные комплексы); 5) размещение оруденения в полях среднетемпературных фаций вторичнокварцитового метасоматизма; 6) структурный контроль оруденения определяется приуроченность к приподнятому клиновидному тектоническому блоку в зоне сопряжения северо-западных (широтных) нарушений с поперечными трещинами скола, последних с контракционными и трещинами оперения в периклинальных и апикальных частях граносиенитового интрузива.

Литература:

Баба-заде В.М., Керимли У.И. Эндогенная металлогения и прогноз благороднометалльного оруденения Юга Малого Кавказа. Баку, изд-во Бакинского Университета, 2013, 316 с.

Баба-заде В.М., Махмудов А.И., Рамазанов В.Г. Медно- и молибден-порфиновые месторождения. Баку, Азернешр, 1990, 377с.

Керимли У.И. Эндогенная минерогения и прогноз благороднометалльного оруденения коллизионного этапа развития Мисхано-Зангезурской зоны (юго-западная контактовая полоса Мегри-Ордубадского гранитоидного интрузива). Автореф. диссерт. на соискание ученой степени доктора философии по наукам о Земле. Баку, ИГАН, 2014, 25 с.

Рамазанов В.Г., Керимли У.И. Формирование золото-кварц-сульфидных жил Пъязбашинского месторождения и некоторые закономерности их размещения // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук. 2012. №2. С. 124–144.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА ТАЛЫШСКОЙ ЗОНЫ (АЗЕРБАЙДЖАН)

Керимов В.М.

*Азербайджанский Государственный Университет Нефти и Промышленности, Баку, Азербайджан,
vaqifkerimov1968@gmail.com*

Талышская складчатая мегазона располагается на северном борту Малокавказско-Эльбурсской складчатой системы, отделяясь от структур Малого Кавказа поперечным Нижне-Аразским прогибом. В пределах Азербайджанской Республики мегазона представлена своим северо-восточным крылом, а юго-западная часть входит в состав Гарадагской зоны Северного Ирана.

Талышская складчатая зона представляет область проявления щелочно-базальтового вулканизма. Палеогеновые вулканогенные образования Талыша составляют юго-восточный сегмент северного вулcano-плутонического пояса, в строении которого выделяются вулканогенные трахибазальт-трахиандезибазальт-фонолитовой (ранне-средний и поздний эоцен) и интрузивная субщелочная ультраосновная (поздний эоцен-олигоцен) формации. В составе вулканогенной формации выделяются два комплекса: (ранне- среднеэоценовый) *абсарокит-шошонит-щелочнобазальтовый* и (позднеэоценовый) *трахиандезибазальт-фонолитовый* (Керимов, 2020).

Ранне-среднеэоценовый комплекс (~3000 м) наиболее развита в центральной части Астаринского антиклинория, в Космальянском прогибе, а также по его северо-восточному борту. Представлена она толщами лавы и пирокласты пикрит-трахибазальтов и лейцитовых базанитов, вулканические конгломерато-брекчии андезитобазальтов, осадочно-туфогенная толща, автокластитовые лавы и вулканические брекчии трахиандезитов и трахиандезибазальтов, флишоидная осадочно-туфогенная толща, плагиопорфиновые трахиандезибазальты и трахиандезиты.

Позднеэоценовый комплекс (~1500 м) распространена северо-западнее, в Дыманском прогибе и представлена следующими толщами: туфогенно-осадочной, лав и пирокластов субщелочных витробазальтов, трахибазальтов и лейцитовых фонолитов. В составе



позднеэоценового комплекса отмечены субщелочные витробазальты, трахидолериты (эссекситы) и лейцитовые фонолиты.

Петрографическая характеристика. В составе ранне-среднеэоценового вулканогенного комплекса наблюдаются, преимущественно, трахибазальты, оливин-лейцитовые тефриты, трахидолериты (эссекситы), трахиандезибазальты, плагиопорфиновые трахиандезиты, лейцитовые трахиандезиты, трахиты и др.

Трахибазальты – порфиновые породы с пилотакситовой и интерсертальной основной массой, нередко с палагонитовыми обособлениями, миндалевидные. Вкрапленники представлены плагиоклазом, анортоклаза, авгитом, титано-авгитом, оливином, нередко замещенным иддингсит-боулингом, и титаномагнетитом. Характерны гломеропорфиновые сростки пироксена с оливином, плагиоклазом и магнетитом. Наблюдается интенсивная цеолитизация (анальцим, натролит, томсонит) и кальцитизация. Разности пород с высоким содержанием пироксена (до 40 %) соответствуют пикрит-трахибазальтам.

Трахидолериты и эссекситы слагают субвулканические тела и при близости с эффузивами по минералогическому составу отличаются от них микродолеритовой и офитовой структурами, с калиевонатриевым полевым шпатом и анальцимом в интерстициях. Разновидности с высоким содержанием позднемагматического анальцима соответствуют габбро-тешенитам (Мамедов, 1999).

Оливин-лейцитовые тефриты - меланократовые порфиновые породы с оцелярово-интерсертальной основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, лейцитом, замещенными иддингсит-боулингом. Лейциты в основной массе имеют неправильные формы и часто располагаются по контуру вкрапленников пироксена.

Трахиандезибазальты – автокластитовые лавы с брекчиевой текстурой. Для них характерна порфирукластическая структура с пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, пироксеном (авгит, титаноавгит, эгирин-авгит), оливином и менее санидином и биотитом. Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, санидином и магнетитом в непрозрачном вулканическом стекле с миндалинами, выполненными анальцимом, натролитом и кальцитом.

Плагиопорфиновые трахиандезиты – светлосерые мегаплагиопорфиновые породы с гиалиновой, витрофировой и пилотакситовой основной массой. Вкрапленники представлены, преимущественно, мегакристаллами (1–3 см) плагиоклаза, менее авгит-диопсида и единичного оливина. Плагиоклазы часто окаймлены анортоклазовой оторочкой. Лейцитовые разности состоят из оцелярово-пилотакситовой основной массы с вкрапленниками лабрадора, лейцита и эгирин-авгита.

Трахиты – лейкократовые породы с трахитовой структурой и вкрапленниками санидина, плагиоклаза и менее авгита, эгирин-авгита, апатита, биотита и роговой обманки. Пепловые туфы аналогичного состава содержат мелкие округло-изометричные изотропные выделения анальцима.

В составе позднеэоценового комплекса отмечены субщелочные витробазальты, трахидолериты (эссекситы) и лейцитовые фонолиты.

Субщелочные витробазальты (трахибазальты) – меланократовые порфиновые породы с витрофировой и гиалопилитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза, авгита и диопсид-авгита, оливина и титан-магнетита с TiO_2 15–20 %.

Трахидолериты и эссекситы субвулканов – порфиновые и порфировидные породы с интерсертально-долеритовой и офитовой структурами основной массы. Минералогический состав их представлен плагиоклазом, оливином, пироксеном (авгит, энстатит), анортоклазом, биотитом, магнетитом, апатитом и хлоритом. Отмечаются разности трахидолеритов с высоким (до 10 %) содержанием ильменита (пластовый интрузив Буровара).



Лейцитовые фonoлиты – порфиоровые породы с трахитоидной основной массой и вкрапленниками санидина, лейцита, плагиоклаза, менее – титаноавгита, измененного оливина и единичных зерен роговой обманки, а также апатита, титан-магнетита. Лейцит во вкрапленниках встречается в шести- и восьмиугольных сечениях, обтекается микролитами основной массы. В отдельных индивидах устанавливаются мельчайшие включения с характерным зональным расположением. Лейцит в основной массе образует глазки и резе шестиугольные кристаллы (0,03–0,07 мм) (Мамедов, Бабаева, Керимов, 2017).

Петрохимическая характеристика. По уровню щелочности доминирующее положение занимают щелочные базальтоиды первого комплекса. Породы второго комплекса в основном располагаются в поле субщелочной серии. Лейцитовые фonoлиты этого комплекса характеризуется повышенным содержанием щелочных окислов и точки состава этих пород на классификационной диаграмме сконцентрированы в поле щелочной серии.

Изучение петрохимических особенностей отдельных толщ формации показывает, что содержание породообразующих компонентов по мере перехода от одной толщи к другой отражает характер дифференциации исходной субщелочной базальтовой магмы на различных уровнях земной коры.

Общие петрохимические черты вулканогенных формаций определяются недосыщенностью кремнеземом, низким содержанием TiO_2 , высокой щелочностью при $K/Na > 1$ и OL-Ne ассоциацией. В эволюции составов наблюдается последовательное уменьшение железа, магния, кальция и увеличением щелочности и глинозема.

Данная петрохимическая особенность, очевидно, связана с длительностью перерыва в вулканизме, вызванного формированием мощной осадочно-туфогенной толщи, сопровождавшейся заложением и проявлением промежуточного очага среднего состава.

Вулканизм в позднем эоцене был недифференцированным, появление лейцитовых фonoлитов и отсутствие переходных разностей свидетельствуют об автономном развитии витробазальтов и лейцитовых фonoлитов, связанных с процессом раннего расщепления исходного расплава в подкорковых условиях. От ранних фаз проявления эоценового вулканизма к поздним изменение вещественного состава по латерали выражено в проявлении более щелочных фаций с существенным преобладанием K над Na и с большим соответствием дифференциатам шошонитовой серии (Керимов, 2020).

Анализ проведенных исследований показывает, что в строении зоны выделяются вулканогенные трахибазальт-трахиандезибазальт-фonoлитовой (ранне-средний и поздний эоцен) и интрузивная субщелочная ультраосновная (поздний эоцен-олигоцен) формации. В составе вулканогенной формации выделяются два комплекса: (ранне- среднеэоценовый) абсарокит-шошонит-щелочнобазальтовый и (позднеэоценовый) трахиандезибазальт-фonoлитовый. Дана петрографическая и петрохимическая характеристика вулканитов, составляющие первую формацию. Выяснено, что если процесс дифференциации в ранне-среднем эоцене носил более четкий характер с первоначальным образованием более магниезальных разностей пород (пикрит-трахибазальты), а в последующем – более железистых (трахиандезиты и трахиандезибазальты), то в порфиоровых трахиандезитах подобного накопления железа не наблюдается. Данная петрохимическая особенность, очевидно, связана с длительностью перерыва в вулканизме, вызванного формированием мощной осадочно-туфогенной толщи, сопровождавшейся заложением и проявлением промежуточного очага среднего состава. Вулканизм в позднем эоцене был недифференцированным и носил контрастный характер, т.е. не сопровождался образованием средних разностей. Появление в позднем эоцене лейцитовых фonoлитов, Сделан вывод, что от ранних фаз проявления эоценового вулканизма к поздним изменение вещественного состава по латерали выражено в проявлении более щелочных фаций с существенным преобладанием K над Na и с большим соответствием дифференциатам шошонитовой серии.



Эволюция эоценового вулканизма. На рубеже позднего палеоцена и начала эоцена отмеченная зона испытывала интенсивные поднятия и складчатость, в результате чего формировался структурный этаж. В этой геодинамической обстановке произошло расчленение всех продольных складчатых структур Талышской зоны и осложнены поперечными поднятиями и прогибами. На раннеэоценовой стадии формируются вулканы промежуточной и поздней фазы раннеэоценового вулканизма, сложенные субщелочными базальтами, трахибазальтами, абсоракитами, шошонитами, эсекситами, анальцимовыми и лейцитовыми базальтами. Над вулканами раннего эоцена расположены вулканы ранней фазы позднего эоцена, которые представлены чередованием лав и пирокластов латитов и трахиандезитов. Наличие порфировых минералов и ксенолитов включений и минералов, обнаруженных в составе пород раннеэоценового вулканизма, позволяют допустить, что исходный субщелочной оливин-базальтовый расплав, при подъеме к верхним структурным этажам земной коры, задерживался в разноглубинных промежуточных очагах.

По-видимому, позднепалеоцен-раннеэоценовые магмаподводящие поперечные разломы поэтапно раскрыли разноглубинные промежуточные очаги. Относительно более глубинные поперечные разломы пересекали все палеоценовые и частично верхнемеловые туфогенно-осадочные и терригенно-карбонатные комплексы (Керимов, 2020).

Следующие процессы активизации данных поперечных разломов происходили в раннеэоценовое время. субщелочной оливин-базальтовый расплав в этом этапе в промежуточном очаге не испытывал существенной кристаллизации и дифференциации. Об этом свидетельствует и относительная слабодифференцированность пород промежуточной и поздней фаз раннеэоценового вулканизма. Однако, отсутствие здесь среднеэоценовых туфогенно-осадочных и вулканогенных образований говорит о том, что в результате среднеэоценовой трансгрессии поперечные прогибы испытывал локальные сжатия и поднятия. На ранней стадии позднеэоценового подэтапа развития здесь происходило формирование пород толщи мегаплагиопорфировых трахиандезиобазальтов.

В конце верхнего эоцена, на северном и северо-западном отрезках зоны образуются разобщенные, изолированные прогибы, которые в последующем заполняются туфогенными, туфогенно-осадочными и нормально осадочными туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, алевритами и аргиллитами. При этом в ряде изолированных бассейнов происходило формирование однородных субщелочных базальтоидов. Проведенный геолого-петрологический анализ показывает, что здесь промежуточные очаги находились в более глубинных условиях. После верхнеэоцена, в начале олигоцена в Талышской зоне происходит поднятие и образуется складчатость, в результате которого формируется эоценовый структурный этаж. На данном подэтапе развития Талышской зоны формировались субщелочные ультраосновные интрузивы. В условиях сжатия более плотный субщелочной ультраосновной расплав локализовался между пластами преимущественно в виде силл, лакколитов и пластообразных интрузивных тел, локализовавшихся среди туфогенно-осадочных комплексов палеоцена и эоцена.

Литература:

- Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша // Баку: 1999. 400 с.
- Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д., Керимов В.М. Клинопироксены в процессе формирования субщелочной оливин-базальтовой магмы Талышской зоны Кавказа // Уральский Геологический Журнал. 2017. № 5 (119). С. 39–54.
- Керимов В.М. Геологические условия формирования трахибазальт-трахиандезиобазальт-фонолитовой формации Талышской зоны (Азербайджан) // Екоенергетика НТЖ. 2016. № 4. С. 50–55.
- Керимов В.М. Условия генерации субщелочных и щелочных базальтоидных серий Талыша // Уральский геологический журнал. 2020. № 3 (135). С. 35–43.



Керимов В.М. Минеральные парагенезисы и стадийность кристаллизации позднемеловых и эоценовых магматических комплексов Малого Кавказа и Талыша // Уральский геологический журнал. 2020. № 5 (137). С. 50–58.

СТАТИЧЕСКИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ БАЗИТОВ БЕЛОМОРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК И ЕГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ)

*Козловский В.М.¹, Травин В.В.², Зингер Т.Ф.³, Курдюков Е.Б.¹, Таскаев В.И.¹,
Якушик М.А.¹, Волков И.С.¹*

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, bazil@igem.ru, e-kurdukov@yandex.ru, ttvtest@yandex.ru, yakush.mihail@yandex.ru, vanekvolkov@mail.ru.

²Институт геологии КарНЦ, Петрозаводск, Россия, vetr@list.ru

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, tzinger@mail.ru

В строении Беломорского подвижного пояса северной Карелии (БПП) большую роль играют разновозрастные зоны пластического течения. Мощность зон – до 1 км; по простиранию они могут достигать 8 км. Породы, попавшие в зоны пластического течения, как правило, утрачивают свои первоначальные магматические или метаморфические текстуры и приобретают простое и однородное прожилково-слоистое строение. Между зонами пластического течения сохраняются блоки слабо деформированных пород, которые не были рассланцованы и разгнейсованы. В качестве таких блоков обычно выступают массивы архейских гранитоидов (эндербитов), массивы палеопротерозойских габброноритов, участки сосредоточения базитовых даек. Размеры жестких блоков могут составлять от первых метров до 1,5–2 км. Сочетание зон пластического течения и жестких блоков не рассланцованных пород создало в отдельных доменах Беломорья структуру, напоминающую мегабудинаж.

Формирование зон пластического течения в БПП сопровождалось метаморфизмом умеренного или высокого давления. Например, с крутопадающими зонами пластического течения в Беломорье связано формирование апобазитовых эклогитов и эклогитоподобных пород. Дайки габброидов и тела амфиболитов, попавшие в зоны пластических деформаций, часто полностью превращены в апобазитовые Grt-Cpx-P1 породы с минимальным количеством реликтовых минералов. По таким интенсивно метаморфизованным породам часто невозможно диагностировать дометаморфический протолит и прочитать историю проградных метаморфических преобразований. В жестких блоках обычно наблюдаются те же самые метаморфические процессы, что и в окружающих их зонах пластических деформаций. Но полнота и интенсивность преобразования протолита здесь существенно ниже. Поэтому жесткие слабо деформированные блоки предоставляют нам возможность наблюдать как особенности дометаморфического протолита, так и стиль его проградных трансформаций.

Оценки параметров метаморфизма в зонах пластического течения обычно несколько выше, чем в жестких слабо деформированных блоках, что также способствует хорошей сохранности в последних ранних метаморфических ассоциаций.

Примером для сравнения метаморфизма в зонах пластического течения и за их пределами может служить массив эндербитов Поньгома-Наволоки и его метаморфическое обрамление. Массив имеет возраст 2728 ± 21 млн лет (Левченков и др., 1996). Он содержит крупные (несколько сотен метров) ксенолиты амфиболитов, фрагментарно превращенные в Amph-Cpx-P1 и Орх-Cpx-P1 породы в результате контактового метаморфизма. Массив



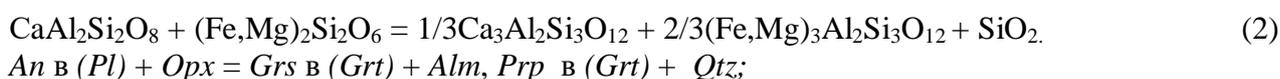
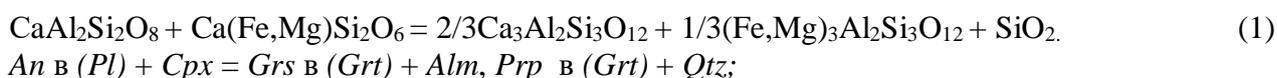
рассечен дайками гранатовых метагаббро, сопоставимых по химическому составу с аналогичными гранатовыми метагаббро или Fe-толеитами, широко распространенными в БПП и имеющими возраст около 2.12 млрд лет (Stepanova, Stepanov, 2010). Обрамление массива представляет собой интенсивно деформированные (рассланцованные и разгнейсованные) в крутопадающей зоне пластического течения гранитоиды (эндербиты, гранодиориты), образующие толщу (Grt)-Amph-Vt ортогнейсов с линзами амфиболитов и будинированными дайками гранатовых метагаббро. Размер линз амфиболитов и будин метагаббро изменяется в широких пределах – 0,5–15 м. Возраст формирования зоны пластического течения в обрамлении массива, по аналогии с другими районами БПП, составляет около 1,9 млрд. лет (Козловский и др., 2020).

Значительная часть массива эндербитов не была вовлечена в зону пластического течения и не испытала интенсивных деформаций. Проявление метаморфизма в однотипных базитовых породах, расположенных внутри массива и во внешнем обрамлении, - совершенно разное. Например:

1. В зонах пластического течения амфиболиты приобрели грубую метаморфическую слоистость (рис. 1А) или линзовидно-прожилковую текстуру (рис. 1Б), которые обусловлены чередованием пластин амфиболитового протолита с жилами и прожилками апоамфиболитовых Grt-Срх-Pl-пород. Простираение новообразованных жил и прожилков Grt-Срх-Pl-пород и линз амфиболитового протолита строго выдержано вдоль генерального простираения зоны пластического течения – на северо-восток. В ксенолитах внутри массива эндербитов в амфиболитах сохраняется первичная слоистость северо-западного простираения (рис. 2А). Новообразованный Grt-Срх-Pl парагенезис сформировал в амфиболитах неориентированную пятнистую “леопардовую” текстуру (рис. 2Б); при приближении к контактам с зоной пластического течения Grt-Срх-Pl “пятна” группируются в прожилки, секущие первичную слоистость амфиболитов и простирающиеся на северо-восток, согласно с простираением зоны пластических деформаций в обрамлении массива (рис. 2А).

2. В дайках гранатовых метагаббро, залегающих в зонах пластического течения, метаморфический Grt-Срх-Pl парагенезис полностью и равномерно заместил магматическую минеральную ассоциацию; реликтов магматических минералов не обнаружено (рис. 3А). Вся порода имеет одинаковую гранобластовую коронитовую структуру. В дайках, заключенных внутри массива эндербитов, наложение Grt-Срх-Pl парагенезиса происходило так же как и в амфиболитах - с формированием пятнистой текстуры. При этом магматическая ассоциация протолита – Орх-Срх-Pl хорошо сохранилась за пределами этих “пятен”. Текстура магматического протолита и метаморфической породы одинаковая – массивная (рис. 3Б).

Местами сохранилась и гипидиоморфнозернистая габбровая структура этих пород, обусловленная небольшим идиоморфизмом плагиоклаза, по отношению к клино- и ортопироксену. Это редкий для БПП случай, позволяющий представить проградный метаморфизм метагаббро в виде серии химических реакций, моделирующих формирование граната за счёт взаимодействия клино- и ортопироксена с анортитовым миналом первичного магматического плагиоклаза (реакции 1 и 2) и формирование метаморфического клинопироксена, обогащенного жадеитовым и чермакитовым миналами по реакциям 3 и 4 за счет разложения альбитового и анортитового миналов магматического плагиоклаза:



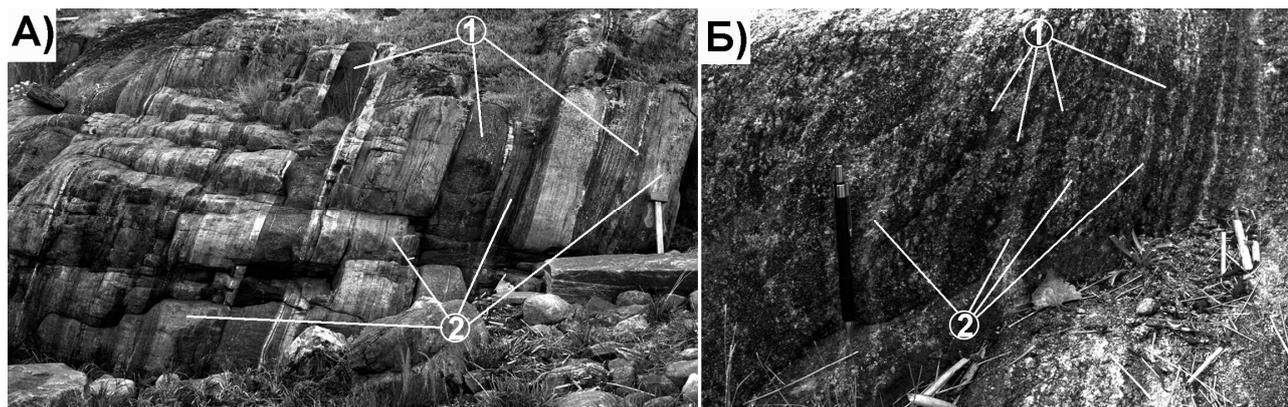


Рис. 1. Строение апоамфиболитовых толщ в крутопадающих зонах пластических деформаций. А – разрезы с грубым прожилково-слоистым строением, Б – разрезы более тонкого линзовидно-прожилкового строения. (1) – реликтовые пластины амфиболитов, (2) – апоамфиболитовые Grt-Cpx-Pl эклогитоподобные породы.

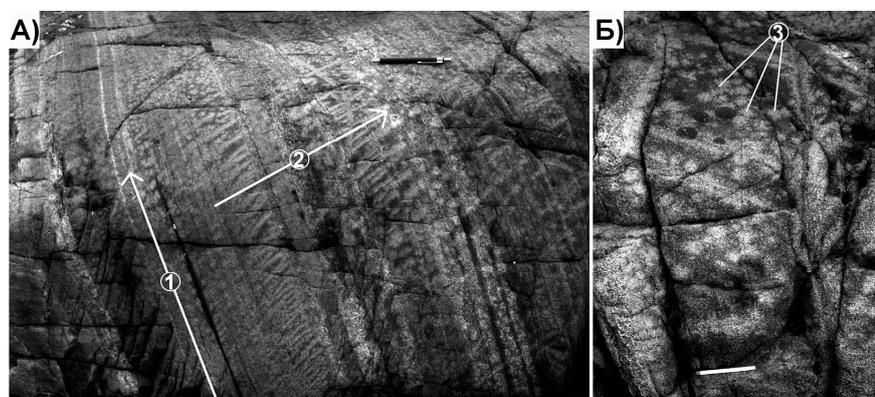


Рис. 2. Строение апоамфиболитовых толщ в жестких недеформированных блоках. А – наложение «пятен» и прожилков Grt-Cpx-Pl агрегата (2) северо-восточного простирания на первичную слоистость амфиболитов (1) северо-западного простирания. Б – особо четко выраженное пятнистое наложение Grt-Cpx-Pl парагенезиса (3) на амфиболиты.

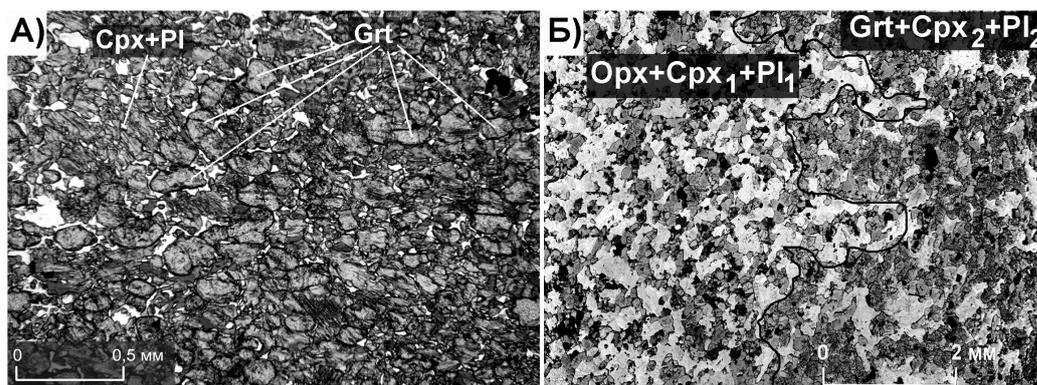


Рис. 3. Особенности структуры Grt-Cpx-Pl пород, сформировавшихся по дайкам Fe-толеитов. А – однородная гранобластовая структура пород, сформировавшихся в зонах пластического течения. Б – неоднородное строение Grt-Cpx-Pl пород, сформировавшихся в жестких недеформированных блоках. На рисунке Б наблюдаются сочетание реликтовых доменов, сложенных магматическим парагенезисом – Opx+Cpx₁+Pl₁ и новообразованных метаморфических доменов – Grt+Cpx₂+Pl₂.



3. Параметры метаморфизма, определенные по однотипным породам в зонах пластического течения, систематически превышают параметры метаморфизма этих пород в жестких блоках (рис. 4). Превышение по давлению обычно не высоко. По Grt-Cpx-Pl ассоциации в амфиболитах оценивается около 1,5-2 кбар; по дайкам гранатовых метагаббро - около 2,5 кбар.

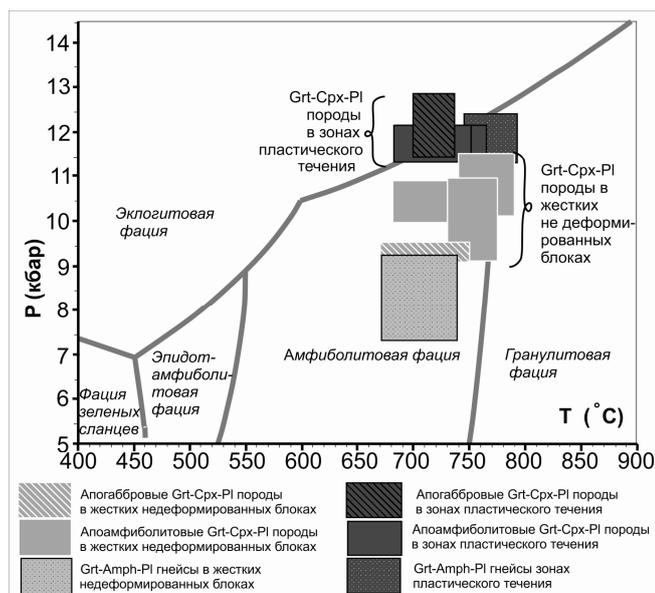


Рис. 4. Фрагмент сетки фаций метаморфизма (Бушмин, Глебовицкий, 2008) с полями пород, сформировавшихся в зонах пластического течения и в жестких недеформированных блоках.

Таким образом, пластические деформации являются важным кинетическим фактором метаморфизма и отвечают за полноту и интенсивность метаморфических преобразований пород. В статических условиях внутри жестких блоков, сложенных крепкими и слабо деформированными породами, представляется уникальная возможность наблюдать проградные минеральные реакции, что недоступно в зонах интенсивных деформаций.

Работы выполнены в рамках базовых тем НИР ИГЕМ РАН, ИГ Кар НЦ РАН, ИГГД РАН; анализы минералов для термобарометрических расчетов – в ЦКП “Аналитика” ИГЕМ РАН.

Литература:

Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Курдюков Е.Б. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, северная Карелия // Петрология. 2020. Т.28. № 2. С. 184–209.

Левченков О.А., Зингер Т.Ф., Дук В.Л., Яковлева С.З., Байкова В.С., Шулешко И.К., Матуков Д.И. U-Pb-возраст цирконов гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о. Поньгом-Наволоок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // ДАН. 1996. Т. 349. № 1. С. 90–92.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 602–616.



ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В МЕЗОЗОЕ НА ПРИМЕРЕ УДИНО-ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Комарицына Т.Ю., Воронцов А.А.

*Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,
tkomaricina@mail.ru, voront@igc.irk.ru*

Формирование Западно-Забайкальской вулканической области (ЗЗВО) началось в середине мезозойского периода и продолжалось вплоть до кайнозоя. Магматическими процессами была охвачена значительная часть территории Центрально-Азиатского подвижного пояса между Сибирской и Сино-Корейской платформами. Область протягивается в длину около 1000 км при ширине 200–300 км и охватывает систему грабенов, горстов и впадин от западного фланга хр. Малый Хамар-Дабан до Витимского плоскогорья.

Внутриплитные магматические процессы ЗЗВО начались в середине мезозоя в северной и центральной частях области и завершились в позднем кайнозое в восточной её части.

Наиболее полную картину развития магматизма области можно увидеть в Удино-Еравнинской зоне (УЕЗ). Она занимает северо-восточную часть ЗЗВО и охватывает четыре грабена: средне-позднеюрский Эгитинский и раннемеловые Удинский, Зазинский и Еравнинский. Основываясь на геологических, геохронологических (Воронцов и др., 2016) и геохимических данных развитие области было разделено на три крупных этапа: средней-поздней юры (174–154 млн лет), раннего мела (143–111 млн лет) и позднего мела (83–71 млн лет).

Лавовые покровы этапа средней-поздней юры располагаются преимущественно на территории Эгитинского грабена, где можно наблюдать весь спектр пород этого этапа. Также отмечаются небольшие поля в южном районе Еравнинского грабена, представленные кислыми разновидностями. Породы характеризуются широким диапазоном составов от трахибазальтов до трахириодацитов с преобладанием последних. Формирование Эгитинского грабена происходило в начале-середине средней юры и носило компенсационный характер (Ярмолук, Иванов, 2000).

Этап раннего мела стал самым масштабным в истории развития сектора (Воронцов и др., 2016). Магматические процессы здесь протекали наряду с грабенообразованием, что привело к формированию обширных полей субщелочных и щелочных вулканических пород основного состава, среди которых преобладают трахибазальты.

Завершающим этапом развития сектора стали магматические процессы позднего мела в Еравнинском грабене, где отмечаются небольшие поля трахибазальтов и щитовой вулкан сложенный базанитами.

Вулканические породы всех этапов развития зоны отвечают вещественным характеристикам базальтоидов внутриплитных обстановок. Так для пород этапа средней-поздней юры содержания SiO_2 составляют 49,69–51,43 мас. % при суммарной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – 5,61–6,51 мас. %. Концентрации диоксида титана (TiO_2) в них изменяются от 1,78 до 2,08 мас. %. Раннемеловые породы отличаются меньшими вариациями содержания SiO_2 – 46,50–53,85 мас. % при более широких значениях $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 5,42 до 8,07 мас. % и TiO_2 – 2,08–3,07 мас. %. Содержания петрогенных элементов в трахибазальтах позднего мела близки к таковым в породах ранних этапов развития зоны (SiO_2 – 47,84–48,38 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 5,04–6,11 мас. %, TiO_2 – 2,06–2,51 мас. %). В базанитах значения SiO_2 ниже и изменяются от 41,62 до 42,93 мас. %, при близкой к породам предшествующих этапов развития УЕЗ и позднемеловым трахибазальтам суммарной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 5,07

до 6,86 мас. %) и TiO_2 (2,02–2,22 мас. %).

Между ранними этапами развития Удино-Еравнинской зоны и этапом позднего мела наблюдаются отличия редкоэлементных составов и изотопных характеристик Sr, Nd и O, несмотря на близкие содержания петрогенных элементов.

Для базальтоидов ранних этапов развития зоны характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Sr) и LREE в равнении с OIB. Следует отметить, что распределение элементов базальтоидов УЕЗ на спайдердиаграмме аналогично вулканическим породам активных континентальных окраин и островных дуг с присущими им Nb, Ta, Ti отрицательными аномалиями при превышающих на порядок IAB концентрациях. Трахибазальты позднемелового этапа развития зоны отличаются спектрами распределения элементов и их содержаниями типичными для OIB. Для базанитов характерно обогащение Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr и LREE в сравнении с трахибазальтами раннего мела и OIB.

Величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в трахибазальтах этапов развития средней-поздней юры и раннего мела изменяются в пределах 0,70530–0,70594 при ϵNd от 0,3 до – 2,9 и отклоняются в сторону обогащенного источника типа EMI. Вулканиды позднего мела обеднены радиогенным изотопом Sr и отвечают значениям ($^{87}Sr/^{86}Sr$) – 0,705393–0,70472 и обогащены радиогенным неодимом, ϵNd изменяется от 2,52 до 3,56. Их значения близки к таковым для источника с характеристиками типа PREMA.

Изменение объемов вулканизма и химического составов пород и вариации изотопных отношений Sr и Nd типичны для внутриконтинентальных обстановок.

Однако, высокие содержания Pb (J_{2-3} – 32–64, K_1 – 7–25), характерные для пород слагающих фундамент грабенов УЕЗ (Pb – 25–35 г/т), а также концентрации LILE и LREE, включая Nb, Ta, Ti, в сравнении с породами IAB, заставляют привлекать механизм контаминации материалом континентальной коры. В пользу этого утверждения говорят и отношения тяжелого изотопа кислорода к легкому. Мантийным значениям ($5,7 \pm 0,3$ ‰ по (Rollinson, 1994), $5,4 \pm 0,2$ ‰ по (Костровицкий и др., 2012) отвечают составы кислорода только в породах средней-поздней юры ($\delta^{18}O$ – 5,8 ‰) и позднего мела ($\delta^{18}O$ – 6,7 ‰ до 5,7 ‰). Достаточно широкими вариациями значений $\delta^{18}O$ отличаются трахибазальты раннемелового этапа развития УЕЗ, где они варьируют от 6,5 до 7,9 ‰. Таким образом, можно утверждать, что формирование пород раннего мела происходило при участии процессов коровой контаминации.

Новые данные отношений изотопа свинца для трахибазальтов всех этапов развития Удино-Еравнинской зоны, подтверждают это предположение. Так для этапа средней-поздней юры ($^{206}Pb/^{204}Pb$)_i – 17,99, ($^{207}Pb/^{204}Pb$)_i – 15,51, ($^{208}Pb/^{204}Pb$)_i – 37,87, для раннего мела характерны близкие значения: ($^{206}Pb/^{204}Pb$)_i – 17,71–18,258, ($^{207}Pb/^{204}Pb$)_i – 15,48–15,55, ($^{208}Pb/^{204}Pb$)_i – 37,67–38,09. Аналогичные значения наблюдаются и для позднемеловых трахибазальтов и базанитов ($^{206}Pb/^{204}Pb$)_i – 17,64–18,08, ($^{207}Pb/^{204}Pb$)_i – 15,50–15,54, ($^{208}Pb/^{204}Pb$)_i – 37,43–37,99.

Все точки составов базальтоидов Удино-Еравнинской зоны на графиках (рис. 1) попадают в поле составов OIB (Chauvel et al., 2001; Yan et al., 2018). Породы характеризуются достаточно высокими значениями $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, при низких $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 1b, c) и располагаются выше линии NHRL, что предполагает их формирование из обогащенного мантийного источника близкого к характеристикам DUPAL (рис. 1c). Также следует отметить достаточно близкое расположение точек составов трахибазальтов всех этапов вулканизма УЕЗ к обогащенному мантийному источнику с характеристиками EMI. Широкие вариации значений для пород раннего мела и отсутствие прямой корреляции в изотопных характеристиках от средне-позднеюрских к позднемеловым вулканидам заставляют привлекать механизм коровой контаминации, что подтверждается высоким отношением тяжелого изотопа кислорода к легкому.

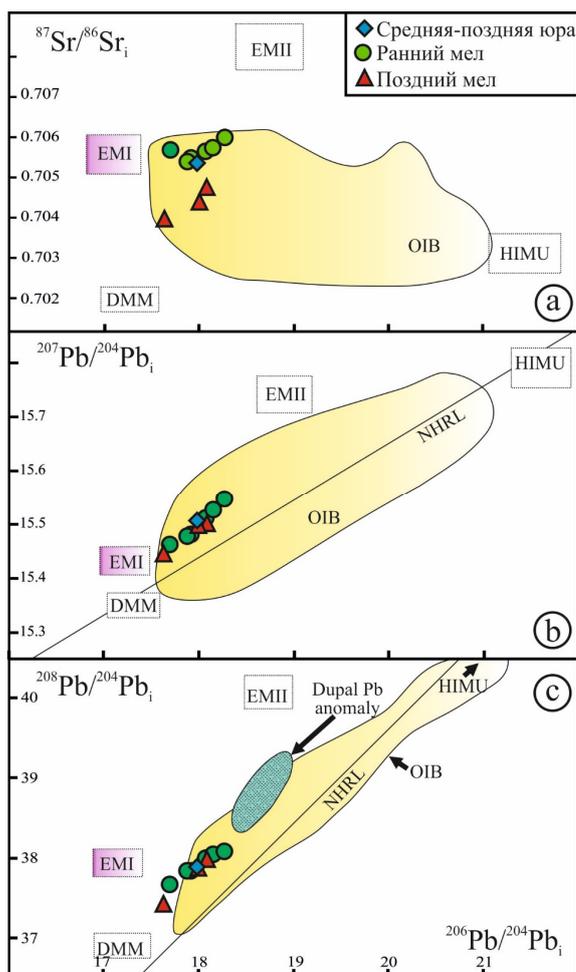


Рис. 1. Изотопный состав Sr и Pb в меловых базальтах Удино-Еравнинской зоны. OIB, EMI, EMII, DMM, HIMU, NHRL по (Chauvel et al., 2001; Yan et al., 2018), Dupal Pb anomaly из (Zhang, 2018).

Итак, в эволюции магматизма Удино-Еравнинской зоны устанавливается ряд важных закономерностей. Происходят изменения в химическом составе вулканических пород, уменьшение масштабов вулканизма во времени и изменение изотопных характеристик от обогащенной мантии типа EMI до PREMA. Достаточно высокие концентрации редких элементов, за исключением тяжелых редкоземельных элементов, базальтоидов всех этапов развития зоны и отношения изотопов Sr, Pb указывают на близость OIB. Особое внимание следует уделить вулканическим породам раннемелового периода развития зоны, для которых характерны Nb, Ta и Ti отрицательные аномалии на спектрах распределения пород, ярко выраженная аномалия Pb и высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$, что предполагает механизм коровой контаминации. Этот процесс наиболее ярко отразился и на значениях отношений изотопов свинца. Таким образом можно сделать вывод, что формирование вулканических пород Удино-Еравнинской зоны ЗЗВО происходило при участии обогащенного источника мантии с характеристиками близкими EMI, изотопный состав которого закономерно менялся во времени до близкого к PREMA.

Литература:

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-кайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 920–946.



Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Горнова М.А., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Суворова Л.Ф. Изотопный состав кислорода в минералах мантийных парагенезисов из кимберлитов Якутии // ДАН. 2012. Т. 444. № 1. С. 61–66.

Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука. 2010. 228 с.

Ярмолюк В.В. Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle Earth and Planetary // Science Letters. 2001. 190. P. 137–151.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd. 1994. 352 p.

Yan, Q., Shi, X., Metcalfe, I., Liu S., Xu T., Kornkanitnan N., Sirichaiseth T., Yuan L., Zhang Y. & Zhang H. Hainan mantle plume produced late Cenozoic basaltic rocks in Thailand, Southeast Asia // Scientific Reports. 2018. 8, 2640. P. 1–14.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: АКСАКИНСКИЙ, ЮЖНЫЙ СИДИМИЙСКИЙ, ПРИИСКОВЫЙ)

Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Талтыкин Ю.В.

*Институт тектоники и геофизики им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
ekaterinaandreevna.mail@gmail.com*

Окислительно-восстановительные условия определяют валентность элементов переменной валентности. Поведение валентных форм элементов в геохимических процессах резко различается. Так, благодаря низкой растворимости окисленного трехвалентного железа, уже на ранней стадии в магматическом расплаве происходит кристаллизация магнетита. В расплаве создается дефицит железа и происходит кристаллизация темноцветных минералов с пониженной железистостью. В восстановительной обстановке железо переходит в двухвалентную подвижную форму и концентрируется в темноцветных минералах. Лишь излишки в ограниченном объеме образуют ильменит и магнетит. Таким образом, количество магнетита, значение магнитной восприимчивости, железистость темноцветных минералов – индикаторы условий формирования магматических пород магнетитовой и ильменитовой серий. Концентрации поливалентных рудных элементов в магматических породах на стадии формирования также обуславливаются различным поведением валентных форм элементов в окислительных и восстановительных условиях, а это в дальнейшем определяет рудную специализацию магматических пород.

Используя железо как индикатор окислительно-восстановительных условий, по комплексу геохимических и петрофизических признаков была построена карта распространения магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (САОП), сформировавшихся в окислительных (магнетитовая серия) и восстановительных (ильменитовая серия) условиях (Мишин и др., 2020).

Этот комплекс признаков состоит из профильных полевых замеров магнитной восприимчивости в коренных выходах, отбора образцов, отбора магнитной фракций магнитом А.Я. Сочнева, изучения состава темноцветных и рудных минералов, определения содержания окисного и закисного железа в валовой пробе.

Однако время и природа возникновения протяженных зон ильменитовых и магнетитовых серий магматических пород оставались не до конца ясны. Можно допустить факт связи окислительно-восстановительных условий непосредственно с интрузиями.

Для решения этой проблемы было важно детально изучить границу между зонами окисленных и восстановленных пород в петрографически однородных и разновозрастных массивах.

Для перечисленных ниже трех гранитоидных массивов по комплексу признаков были построены детальные карты окислительно-восстановительных условий их формирования (рис. 1). Граница между ильменитовой и магнетитовой зонами в местах недостатка каменного материала была проведена с учетом карты аномалий магнитного поля.

Аксакинский массив площадью 40 км² расположен на северной границе выклинивания региональной ильменитовой зоны магматических пород САОП (Гурская петля) и сложен однотипными крупнозернистыми лейкократовыми гранитами с редкими биотитами (рис. 1 а), однако центральная и южная его части образованы породами магнетитовой серии, а северная часть, северо-восточный и юго-западный фланги – породами ильменитовой серии. При этом зона перехода от окисленных к восстановленным породам составляет первые метры.

Южный Сидимийский массив (ЮСМ) площадью 60 км² приурочен к западной границе распространения пород ильменитовой серии (рис. 1 б). Северная часть его образована биотитовыми гранитами магнетитовой серии, а южная и центральная, аналогичные в петрографическом отношении гранитоиды, – типично ильменитовая серия.

Особенно интересные результаты получены при изучении Приискового гранитного массива, который расположен в Арминском рудном узле внутри протяженной зоны восстановленных пород ильменитовой серии (рис. 1 в). Массив контрастно выделяется на карте аномалий магнитного поля одновременно положительной и отрицательной аномалиями. Южная половина Приискового массива сложена амфиболовыми гранодиоритами альбского возраста, а северная кампанскими биотитовыми гранитами (Гоневчук и др., 2015; Крук и др., 2019). Амфиболовые гранодиориты при одинаковом петрографическом составе и возрасте сильно различаются по железистости темноцветных минералов и значениям магнитной восприимчивости, морфологически оставаясь единой структурой.

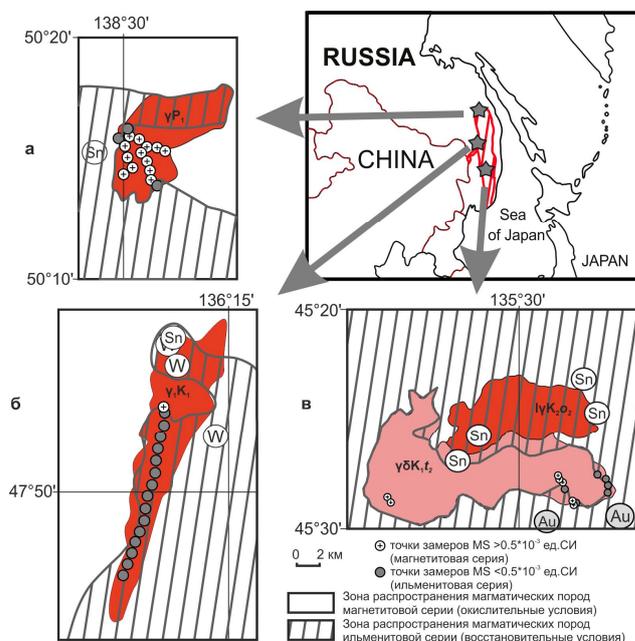


Рис. 1. Схема распределения магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий в границах Аксакинского (а), Южного Сидимийского (б) и Приискового (в) массивов. MS – магнитная восприимчивость.

Юго-западный фланг - это типичная магнетитовая серия пород, а гранодиориты северо-восточного фланга кристаллизовались в восстановительных условиях (ильменитовая серия).

В основном в восстановительных условиях происходила кристаллизация верхнемеловых биотитовых гранитов. С зональностью окислительных условий тесно связана металлогеническая зональность Приискового массива. В северной его половине, где распространены в основном гранитоиды ильменитовой серии, известны месторождения и проявления олова и вольфрама, а на юге массива, где преобладали окислительные условия, фон образуют россыпи и рудопроявления золота.

Анализируя идентичность химического валового состава пород каждого массива (рис. 2) и четкое разделение на два типа по геохимическим параметрам (коэффициент окисленности железа и магнитная восприимчивость) (рис. 3) – предположение о связи окислительно-восстановительных условий с интрузиями не подтверждается.

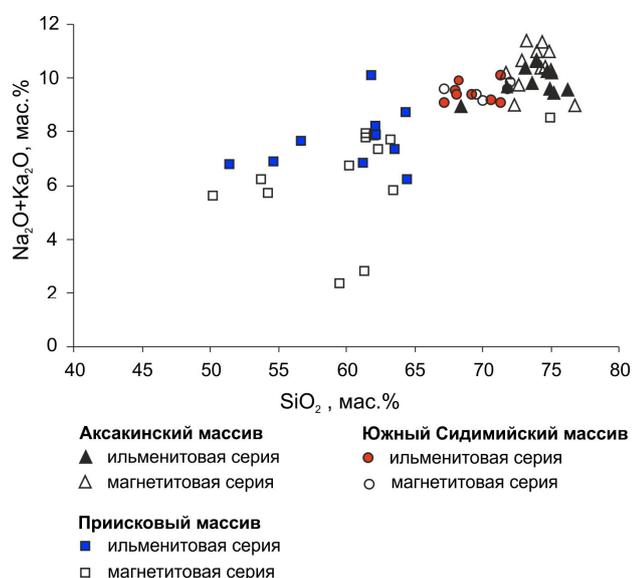


Рис. 2. Химический состав пород Аксакинского, Южного Сидимийского, Приискового массивов.

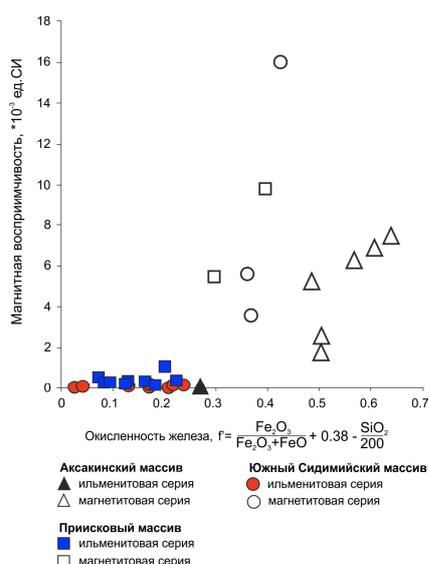


Рис. 3. Расчетный коэффициент окисленности железа в породах Аксакинского, Южного Сидимийского и Приискового массивов.



Объясняются полученные данные тем, что окислительно-восстановительные условия – это зональный фон, который возник в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе в раннем мелу и существовал по кайнозой включительно. Он не связан напрямую с магматизмом, а накладывает определенный отпечаток на геохимические особенности и рудную специализацию магматических пород и состав аксессуарных рудных минералов. Этот фон можно разделить на региональный (протяженные зоны в САОП) и локальный (магнетитовые породы Приисковского массива в ильменитовой осевой зоне САОП).

Работа выполнена по государственному заданию ИГиГ ДВО РАН.

Литература:

Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний восток, Россия) по биотиту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 16–33.

Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Орехов А.А., Круг Е.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Шого Аоки, Цуйоши Комя, Ковач В.П., Серов П.А. Раннемеловые гранитоиды и монцититоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): геохимические особенности и источники расплавов // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. №3. С. 30–49.

Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и геохимическая и металлогеническая зональности Сихотэ-Алиньского магматического пояса // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39. № 3. С. 51–67.

САМОРОДНОЕ ЖЕЛЕЗО В ТРАПШАХ СИБИРИ

Копылова А.Г., Томшин М.Д., Васильева А.Е.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,
Kopylova@diamond.ysn.ru*

Значительные проявления самородного железа в земных условиях – достаточно редкое явление. Они известны в трапповых интрузивах Джалтульский и Хункукунский на севере Красноярского края (Самородное...1985, Рябов и др. 1985) и обнаружены в 2018 году в Якутии в Айхальском силле, перекрывающем кимберлитовую трубку «Заря» (Томшин и др. 2019). Капли металла формируют желвакообразные образования, занимая от 20 до 80 % объема. При полном слиянии отдельных капель образуются самородки. В ассоциации с железом в желваках встречаются когениит, троилит и расплавные силикатные включения (рис. 1 а). Когениит (Fe_3C) образует различной формы обособления во внутренней части самородного железа или располагается на границе капель железа и силикатной матрицы. В когениите установлена невысокая, но стабильная примесь Ni, Co и Cu (табл. 1). Троилит (FeS) в парагенезисе с ферритом встречается в виде каплевидных обособлений в железе или в виде оторочки на границе железа с силикатной породой. Троилит редко содержит примеси других элементов.

Во всех интрузивах в самородном железе встречаются расплавные и твердые минеральные включения. Последние состоят из основных минералов долеритов – плагиоклаза, высокожелезистых пироксена (Fs_{31}), оливина (Fa_{78}) и аксессуарных, представленных герцинитом, апатитом и ильменитом. Округлые расплавные включения часто имеют двухфазное строение – центральная часть их занята нераскристаллизованным стекловатым веществом, во внешней оболочке четко фиксируются игольчатые кристаллиты (рис. 1 б). В обеих частях в переменных количествах определены все порообразующие окислы, иногда присутствуют фтор или хлор и даже самородные фазы.

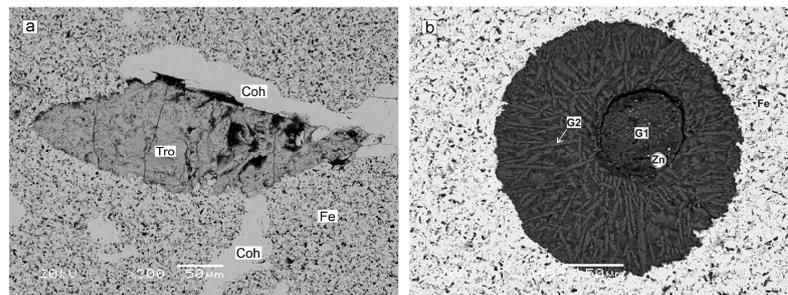


Рис. 1. а – каплевидное включение троилита с каймой когенита в самородном железе; Fe – самородное железо, Coh – когенит, Tr – троилит. б – двухфазное включение размером 200 мкм, содержащее шарик самородного цинка. G – стекло, Zn – самородный цинк.

Никель основной примесный элемент в самородном железе. В Айхальском силле самородная фаза железа представлена ферритом с примесью никеля не превышающей десятые или сотые доли процента (табл. 1). В Джалтульском и Хунгтукунском массивах Fe⁰-фаза относится к никельсодержащим разностям с содержанием никеля в среднем 1–2 %. В Джалтульском интрузиве встречены зерна железа с содержанием никеля 5–7 %, отвечающие по этому параметру минералу железных метеоритов – камаситу. В ассоциации с камаситом установлены еще две высоконикелистые фазы, известные ранее только в метеоритах – это тэнит γ-(Ni,Fe) с содержанием 26–32 % Ni и тетратэнит (Fe,Ni), в котором доля Ni достигает почти 50 %. В крупных выделениях железа распределение примесей в пределах одной сегрегации относительно равномерное. Концентрации их заметно меняются при анализе разных желваков. Так в двух желваках, собранных на единой площади, в одном определено 1,65 %, а в другом 6,25 % Ni и соответственно 0,70 и 2,71 % Co. При этом в богатом никелем образце установлена высоконикелистая фаза γ-(Ni,Fe) с содержанием 44,4 % Ni и 0,80 % Co. Ассоциирующая с ним самородная медь содержит до 2 % Ni.

Таблица 1. Средние содержания примесей в феррите и когените из базитов, мас. %

| Интрузив | Ni | | Co | | Cu | | Ge, г/т |
|-----------------------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|---------|
| | феррит | когенит | феррит | когенит | феррит | когенит | феррит |
| Джалтульский n=170 | 2,26 | 0,74 | 0,77 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 181 |
| Хунгтукунский n=93 | 1,76 | 1,00 | 0,53 | 0,55 | 0,43 | 0,43 | 113 |
| Айхальский n=7 | 0,06 | 0,22 | 0,08 | 0,21 | 0,20 | 0,26 | 329 |

Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro. n – число определений.

Природное восстановленное железо способно концентрировать многие элементы, которые образуют с ним растворы в жидком и твердом металле. Содержание Ni и Co изменяется в широких пределах. Кристаллохимическое распределение Ni и Co в металлическом железе предопределено близостью их металлохимических свойств. Геохимическое исследование самородного железа показало, что в нем концентрируются золото, элементы платиновой группы, причем содержание их увеличивается в металле по сравнению с вмещающей силикатной частью в десятки и даже в сотни раз (табл. 2). Кроме благородных металлов в металлической жидкости базитов накапливаются Sn, Ge, As, Sb, W, Sb, Mo и Ga, проявляя при этом четко выраженные сидерофильные свойства. Сохраняется тенденция прямой корреляционной зависимости между содержанием никеля и этими элементами. Растворимость меди в железе низка, она образует самостоятельную эмульсионную форму концентрации Cu в феррите, содержащую 0,9–2,5 % Ni. Никелистая медь присутствует в желваках в качестве второстепенного минерала, формируя сферулы в



Fe⁰-фазе или ассоциируя с троилитом или когенитом. Серебро не растворяется в железе и подобно меди образует в нем мельчайшие эмульсионные выделения. Повышенные концентрации в самородном железе установлены для радиоактивных элементов (г/т): Th (до 32) и U (до 9), при этом их содержание в породе не выше 1–2 г/т. Вольфрам и галлий, обладающие сидерофильными свойствами, постоянно присутствуют в Fe⁰-фазе базитов. Часть самородного железа была проанализирована методом ICP-MS на широкий круг элементов. Только в некоторых образцах никельсодержащего железа установлены повышенные содержания (г/т) таких не очень характерных для основных пород элементов как Ba (до 5600), Rb (до 760), Zr (до 840), Ta (25). Практически во всех образцах были установлены REE, в количестве, не превышающем их содержание во вмещающих породах.

Присутствие литофильных элементов в составе самородного железа желваков, вероятно связано с расплавленными включениями в нем, представленными двумя фазами: высококремнистой-щелочной и обогащенной TiO₂, P₂O₅ и FeO.

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в самородном железе, г/т.

| | Ni | Co | Au | Pt | Pd | Rh | Ru | As | Sn | W | Mo | Sb | Ga |
|---|-------|------|-------|-------|-------|--------|--------|------|------|------|-----|------|------|
| 1 | 12700 | 3800 | 0,243 | 0,343 | 0,392 | 0,112 | 0,06 | 25,0 | 9,36 | 10,5 | 6,9 | 2,01 | 26,3 |
| 2 | 160 | 45 | 0,004 | 0,009 | 0,019 | 0,0002 | 0,0002 | 2,0 | 1,4 | 1,0 | 1,4 | 1,0 | 18 |
| 3 | 79 | 84 | 61 | 38,1 | 20,6 | 560 | 300 | 12,5 | 6,24 | 10,5 | 4,9 | 2,01 | 1,46 |

1 – среднее в Fe⁰-фазе, 2 – среднее в базитах (Макрыгина, 2011), 3 – отношение Fe⁰-фаза/порода.

Согласно современным представлениям появление нульвалентного железа является следствием взаимодействия восстановительного флюида с эволюционирующим базальтовым расплавом в докамерной обстановке. Это взаимодействие привело к расслоению первично однородной базальтовой жидкости на силикатную и металлическую составляющую. Отделившаяся металлическая жидкость в дальнейшем формирует обособления самородного железа вплоть до образования крупногабаритных объектов. Отделение металлического расплава от силикатного происходило на начальной стадии развития высокотемпературных магматических систем. Данное заключение подтверждено находками мельчайших выделений железа в ранних породообразующих минералах габбро-долеритов, образованных из базальтовых магм, прошедших глубинную докамерную эволюцию. В составе флюида доминируют компоненты, обеспечивающие восстановительный характер происходящих изменений. Исследование состава газовой фазы из Fe⁰-фазы показало, что она представлена смесью газов, доминирующую роль в которой играет водород (>75 %), в меньшем количестве присутствуют метан, азот, CO и CO₂ (Шуколюков и др., 1981). В восстановительных условиях самородное железо является эффективным коллектором многих металлов, проявляющих в такой обстановке сидерофильные свойства.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-45-140043 p_a.

Литература:

- Макрыгина В.А. Геохимия отдельных элементов. Новосибирск: Акад.изд-во«ГЕО». 2011. 193 с.
Рябов В.В. и др. Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск: Наука. 1985. 168 с.
Самородное металлообразование в платформенных базитах // Олейников Б.В. и др. Якутск: ЯФСОАН. 1985. 188 с.
Томшин М.Д. и др. Самородное железо в долеритах Айхальского силла (первая находка в Якутии) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т.24. № 9. С. 50–63.
Шуколюков Ю.А. и др. Поиски изотопных признаков мантийного происхождения вещества самородных металлов в трапповых породах // Геохимия. 1981. № 10. С. 1442–1452.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД И U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ В КСЕНОЛИТАХ ИЗ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ, ЯКУТИЯ

Корешкова М.Ю.¹, Даунс Х.², Владыкин Н.В.³, Ларионов А.Н.⁴

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
m.koreshkova@spbu.ru

²Department of Earth and Planetary Sciences, Birkbeck University of London, UK

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

Нами изучены 37 ксенолитов из кимберлита трубки Нюрбинская. 27 из них являются нижнекоровыми гранатовыми гранулитами, а остальные (гнейсы, амфиболиты, сланцы и гранулиты) – породами верхней и средней коры. Наиболее распространенным типом верхнекоровых пород в ксенолитах являются Вт-Amph-плагиогнейсы (Розен и др., 2002). Мы исследовали образец Nur26, обладающий порфирукластической структурой с ромбовидными порфирукластами плагиоклаза и амфибола в мелкозернистом матриксе, сложенном плагиоклазом, кварцем, биотитом и ильменитом (рис. 1). Амфибол представлен паргаситом, что свидетельствует о высоком давлении при метаморфизме (0.9 ГПа по амфиболовому барометру (Anderson and Smith, 1995).

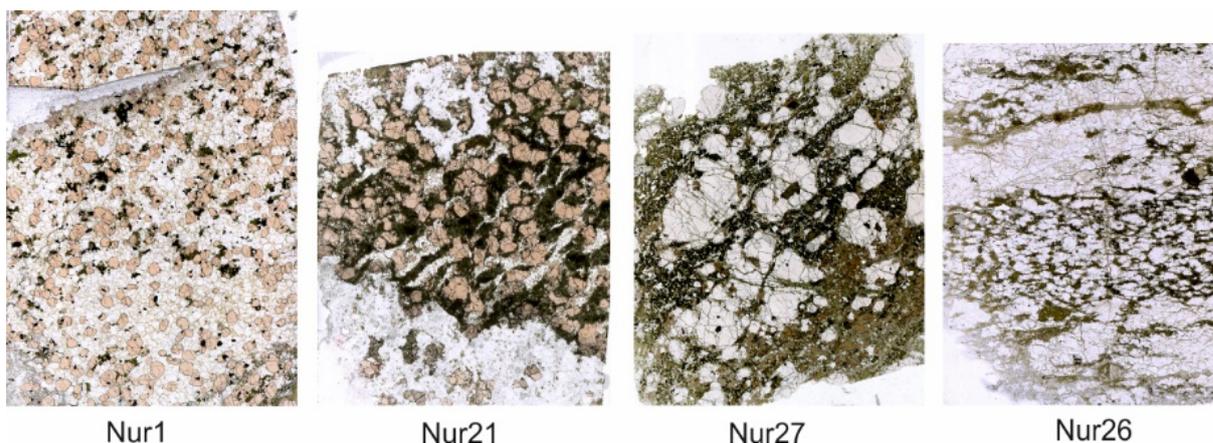


Рис. 1. Ксенолиты с порфиробластической (Nur1) и порфирукластической (Nur21, Nur27, Nur26) структурой. Короткая сторона изображения – 2 см.

Акцессорные минералы – апатит и циркон. Структуры зерен циркона исключительно разнообразны. Встречаются как типично магматическая ритмичная зональность, так и типично метаморфические секториальные структуры (рис. 2). Это свидетельствует об осадочном происхождении протолита данного гнейса. При этом все зерна циркона без исключения имеют однородные, обладающие сильной люминесценцией каймы. Мы датировали данную последнюю генерацию циркона локальным U-Pb методом (SHRIMP II, Всегеи, Санкт-Петербург) и получили возраст 2758 ± 9 млн лет.

Нижнекоровые гранулиты можно разделить на два структурных типа: порфиробластические (точнее, grano- и порфиробластические) и порфирукластические (рис. 1). Порфиробластические ксенолиты имеют листоватую и полосчатую текстуры. Порфиробласты представлены гранатом. Порфирукластическая структура определяется тем, что пироксен, амфибол и плагиоклаз перекристаллизованы с образованием мелкозернистой

гранобластической основной массы (размер зерен 0.1–0.5 мм), в которой находятся порфиrokласты граната и клинопироксена (размер зерен > 0.7 мм). Пироксен перекристаллизован почти полностью; сохраняются единичные порфиrokласты. Гранат перекристаллизован в значительно меньшей степени. Тем не менее, перекристаллизация привела к образованию ромбовидных зерен с необластами в каймах давления.

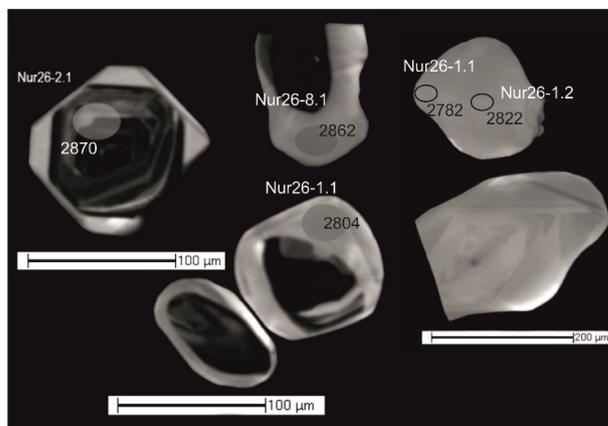


Рис. 2. Катодолуминесцентные изображения цирконов из ксенолита плагиогнейса Nur26.

Принципиальной разницы в составе минералов между порфиrokластическими и порфиrokластическими гранулитам нет. Породообразующие минералы зональны. В гранате (альмандине) в большинстве случаев наблюдается снижение магнeзиальности и содержания кальция в каймах шириной не более 0.4 мм, тогда как состав центральных частей зерен практически не меняется. Содержание Mn остается постоянным. В образце Nur21 необласты имеют состав, близкий к краевым частям зерен, и показывают меньшее содержание Ca. Гранат из ксенолита Nur30 обнаруживает увеличение содержания Ca в кайме крупных зерен и в необластах при уменьшении магнeзиальности (рис. 3).

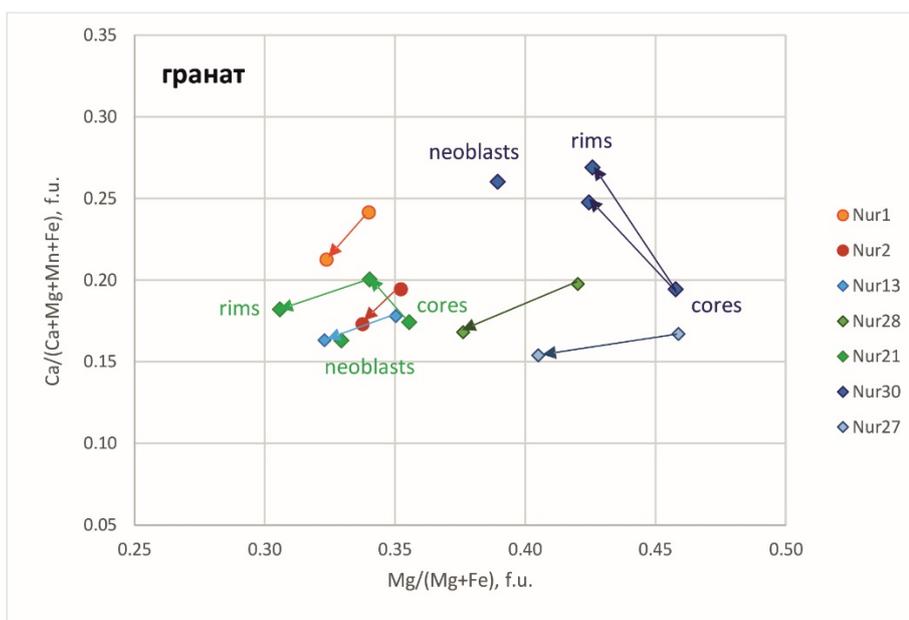


Рис. 3. Диаграмма XCa-магнeзиальность для гранатов из ксенолитов гранулитов.

Клинопироксены представлены преимущественно Na-Al-диопсидом. От центра к кайме зерен уменьшается содержание Al и Na и увеличивается магнезиальность. Необласты имеют состав, близкий к краевым частям зерен. Амфибол представлен паргаситом. В образцах Nur2 и Nur30 состав амфибола меняется от паргасита до магнезиальной роговой обманки. Плагиоклаз содержит 21-28 % анортитового минала в большинстве ксенолитов, не зональный. В образце Nur30 плагиоклаз – андезин (40–43 % анортита); по плагиоклазу развивается скаполит. В качестве акцессорных постоянно встречаются апатит, рутил, ильменит и циркон. В некоторых ксенолитах присутствует титанит, в том числе, в виде кайм вокруг зерен рутила (Nur1, Nur30). Во включениях в гранате наблюдаются Na-Al-диопсид, рутил, ильменит, апатит, циркон, плагиоклаз и кварц. В единичных случаях – паргасит. Титанит во включениях не встречается.

Для центральных частей порфиробластов и порфирокластов значения температуры и давления составляют 580-780° С, 1.0–1.3 ГПа, тогда как для краевых частей и необластов – 560–630° С, 0.8–1.0 ГПа (Grt-Cpx термометр (Ravna, 2002) и Grt-Cpx-Pl-Qtz барометр (Newton and Perkins, 1982)).

Хотя циркон наблюдается в шлифах, нам удалось выделить только небольшое количество зерен из порфирокластических ксенолитов Nur21 и Nur27. Зерна циркона имеют полигональную и неправильную форму и показывают в катодной люминесценции секториальное строение или домены неправильной, искривленной формы, что характерно для метаморфических цирконов (рис. 4). Цирконы имеют низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов ($Yb_N/Dy_N=0.9-3.2$) и, следовательно, росли в равновесии с гранатом.

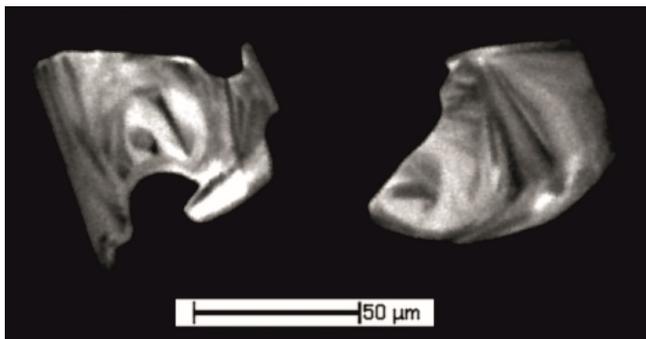


Рис. 4. Катодолуминесцентные изображения цирконов из ксенолита гранулита Nur21.

Приведенные данные свидетельствуют о смене гранулитовой ассоциации на ассоциацию амфиболитовой фации метаморфизма, которой принадлежат краевые части зерен граната, андезин, магнезиальная роговая обманка, скаполит и титанит. Перчук с соавторами показали, что условия образования амфибол- и скаполит-содержащей ассоциации гранатовых гранулитов из трубки Удачная соответствуют амфиболитовой фации (Perchuk et al., 2021). В таком случае, возможно, что цирконы из порфирокластических гранулитов из трубки Нюрбинская датируют наложенную деформацию и ретроградный метаморфизм, тогда как верхнекоровые породы сохраняют свидетельство архейских метаморфических событий, но, конечно, нужны дополнительные исследования.

Литература:

Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.

Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // Amer. Miner. 1995. V. 80. P. 549–559.



Newton R.C., Perkins D. III. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet - plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz // Amer. Miner. 1982. V. 67. P. 203–222.

Perchuk A.L., Sapegina A.V., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Shatsky V.S., Malkovets V.G. Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // Precambrian Research. 2021. V. 357. 106122

Ravna, E.K. The garnet–clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V.18. P. 211–219.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СВЯЗЬ КИМБЕРЛИТОВ, БАЗИТОВ И КАРБОНАТИТОВ В ПРЕДЕЛАХ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, – ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Костровицкий С.И.^{1,2}, Яковлев Д.А.¹

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

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Проведено обобщение литературных U-Pb возрастных данных по цирконам для кимберлитов и родственных пород, по возрастам проявлений базитов и карбонатитов в пределах Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) (рис. 1). С большой степенью достоверности подтверждено существование в пределах ЯКП четырех эпох активности кимберлитового вулканизма (в млн. лет) – 1) 429–408, 2) 369–344, 3) 228–217, и 4) 175–147 (Sun et al., 2014, 2018) (рис. 2).

Характерно, что разломы данной зоны, явившиеся подводными каналами для трапповых интрузий, контролируют также кимберлитовый магматизм Мирнинского и Накынского полей. О временных взаимоотношениях кимберлитов и базитов свидетельствуют частые находки ксенолитов базитов в кимберлитовых трубках Мир, Интернациональная, Нюрбинская, непосредственный прорыв трубкой Мир долеритового силла на глубине 500–600 метров. Среднепалеозойский базитовый магматизм опережал кимберлитовый, вероятно, не более, чем на 10–15 млн лет. Становление кимберлитов 3-го этапа активности (228–217 млн лет) произошло после катастрофического вторжения траппов (250 млн лет; Kato et al, 2003), спустя примерно 25 млн лет. Этот относительно длительный промежуток времени, по-видимому, нельзя считать корректным для заключения о существовании генетической связи между кимберлитами и базитами. Тем более, что проявления кимберлитового и базитового вулканизма соответствующих эпох внедрения пространственно разобщены – кимберлиты 3-й эпохи активности были обнаружены только на границе с Анабарским щитом, а проявления траппового вулканизма (силлы) установлены в пределах южных кимберлитовых полей. Таким образом, ни один из 4-х этапов кимберлитового вулканизма Сибирского кратона не имеет пространственной и временной связи с трапповым магматизмом. Отсутствие временной корреляции кимберлитов с траппами отмечается в большинстве других кимберлитовых провинций мира, что ставит под сомнение роль плюмов в формировании кимберлитов в пределах кратонов.

Отмечается, что для 1-й и 4-й эпох самого древнего и самого молодого кимберлитового вулканизма в пределах Сибирского кратона проявления базитового вулканизма с близким возрастом активности не были установлены.

Четкая временная и пространственная связь устанавливается между кимберлитами 2-го этапа (369–344 млн лет) и верхнедевонскими щелочными базитами (360–370 млн лет; Tomshin, Lapin, 2007). Базальты среднепалеозойского возраста в значительной своей части контролируются Вилюйско-Мархинской зоной разломов.

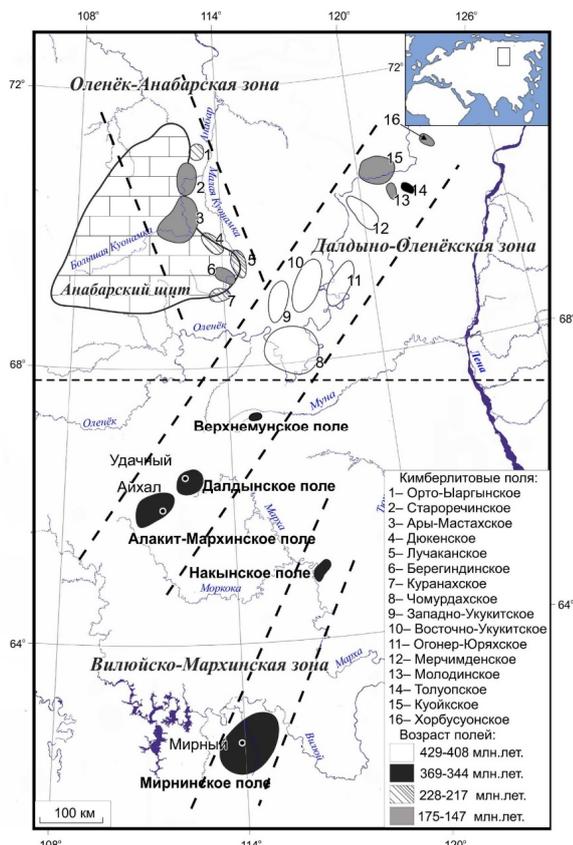


Рис. 1. Карта Якутской кимберлитовой провинции.

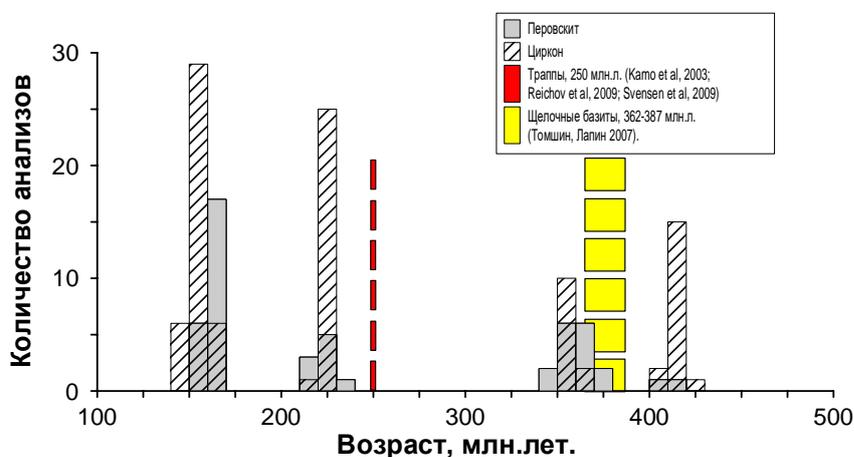


Рис. 2. Гистограмма возрастов кимберлитов, щелочных базитов и траппов в пределах Якутской кимберлитовой провинции.

Сходство геохимических характеристик цирконов из большинства разновозрастных кимберлитов ЯКП указывает на существование единого астеносферного источника для кимберлитового вулканизма. Кимберлиты и родственные породы из ряда полей, расположенных на восточном склоне Анабарского щита (Дюкенское, Ары-Мастахское, Староречинское) характеризуются повышенными концентрациями некогерентных элементов, что свидетельствует о возможной генетической связи кимберлитов этих полей с локализованными здесь карбонатитами. Обсуждая вопрос существования генетической связи между кимберлитами и карбонатитами, следует отметить наличие четких различий в



особенностях локализации этих вулканитов в южной алмазоносной и северной с убогой алмазоносностью субпровинциях ЯКП. Если в южной части ЯКП типичные карбонатитовые тела (массивы) отсутствуют, то северная часть, можно сказать, изобилует ими. Кимберлитовые поля Прианабарья окружены с востока и запада пятнадцатью формациями ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов с крупными карбонатитовыми массивами. Таким образом, вопрос генетической связи между кимберлитами и карбонатитами необходимо решать отдельно - для классических алмазоносных кимберлитов, получивших развитие в центральной части Сибирского кратона (такая связь не существует), и для неалмазоносных (или с убогой алмазоносностью) кимберлитов в северной окраине кратона (связь, возможно, существует).

Тектонический контроль размещения кимберлитовых полей ЯКП проявляется в их пространственной приуроченности к трем линейным зонам: Вилюйско-Мархинской, Далдыно-Оленекской и Оленек-Анабарской. Двенадцать полей с разным уровнем алмазоносности (от убогого до высокого), разных эпох формирования сосредоточено в Далдыно-Оленекской зоне, которая контролируется Далдыно-Оленекской системой глубинных разломов северо-восточного простирания общей протяженностью более 1000 км при ширине 90–120 км. Примечательно, что в пределах Далдыно-Оленекской зоны обнаруживаются кимберлитовые поля, принадлежащие разным эпохам формирования. В эту зону с ЮЗ на СВ последовательно входят (рис. 1) три алмазоносных поля, имеющие возраст 369–344 Ма (Алакит-Мархинское, Далдынское, Верхнемунское); пять полей с неалмазоносными или с убогой алмазоносностью трубками с возрастом 429–408 Ма (Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Огонер-Юряхское, Мерчимденское); три поля с неалмазоносными или с убогой алмазоносностью трубками с возрастом 157–146 Ма (Куойкское, Молодинское и Хорбусуонское); одно поле с неалмазоносными или с убогой алмазоносностью трубками с возрастом 350–370 Ма (Толуопское). Оленек-Анабарская зона включает в себя 5 полей в которых совмещены трубки кимберлитового, щелочно-пикритового и карбонатитового состава двух возрастов – 228–217 и 175–170 Ма.

Акцентируется внимание на приуроченности разновозрастных проявлений кимберлитов к протяженным зонам – коридорам, что дает основание говорить о существенной, возможно, решающей роли долгоживущих трансформных разломов, достигающих уровня астеносферы в иницировании кимберлитового вулканизма. Коридорная форма тектонического контроля является типичной для проявлений кимберлитового вулканизма (Jelsma et al., 2009) и обнаруживается в ряде других провинций Мира, например: в Северо-Американской, в Ангольской, в Южно-Африканской и в Бразильской.

Ряд исследователей (Heaman et al, 2003, 2004) обратили внимание на совпадение периодов активности кимберлитового вулканизма на разных континентах, в разных провинциях Мира. Действительно, 1-й этап активности 429–408 млн лет в пределах Сибирского кратона близок по времени к внедрению кимберлитов США (Iron Mountain 408–400 Ма, Heaman et al, 2003). 2-й этап активности 369–344 Ма в пределах Сибирского кратона совпадает со временем проявления кимберлитового вулканизма в Архангельской провинции [370–340 млн лет, Кудрявцева и др., 2005]. Заметим, что в это же время (356.5 ± 1.0 млн лет) произошло формирование щелочно-ультраосновного комплекса Ice River, размещенного в Британской Колумбии, Канада. С 3-м этапом активности 228–217 млн лет в Сибирском кратоне совпадает проявление вулканизма в Канаде (Churchill) кимберлиты были внедрены в 3 этапа - 225–219, 204–181 и 175–170 млн лет (Chalapathi, Lehmann, 2011). С 4-м этапом активности 175–147 млн лет в Сибирском кратоне совпадает проявление вулканизма в



Канаде, Timiskaming, Kirkland Lake, Attawapiskat поля (180–134 млн лет, Heaman et al., 2004), а также в Западной Африке - Гвинее и Сьера-Леоне (153–140 млн лет, Skinner et al., 2004).

Такие особенности проявления кимберлитового вулканизма, как совпадение возрастов его активности на разных континентах, его приуроченность к линейным зонам большой протяженности, совмещение в пределах одной зоны кимберлитов разных эпох формирования, указывают на глобальную, возможно, даже планетарного масштаба причину его возникновения. Высказаны разные предположения о причинах нарушения равновесных условий в астеносфере, в том числе, в результате: восхождения плюма, прохождения плиты через горячую точку, над горячим полем, открытия Атлантического океана; разрушения Гондваны; отделения Африканского континента от Южно-Американского в мезозойское время и другие. Нельзя исключать из числа триггеров кимберлитового вулканизма и причину космического происхождения, например, ударное воздействие на нашу планету крупных космических тел (болидов, комет).

Литература:

Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В., Иеричев Е.В., Гаранин В.К., Головин Н.Н., Зуев В.М. Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской алмазоносной провинции. М.: Полярный круг. 2005. 624 с.

Chalapathi N.V., Lexmann B., 2011. Kimberlites, flood basalts and mantle plumes: New insights from the Deccan Large Igneous Province. *Earth Science Reviews*. V.107. Issues 3–4. P. 315–324.

Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A. The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. 2003. *Lithos*. V. 71. P. 153–184.

Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A. The temporal evolution of North American kimberlites. *Lithos*. 2004. V. 76. Proc. 8-th IGC. P. 377–397.

Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. Tectonic setting of kimberlites. *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 155–165.

Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., Trofimov, V.R., 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214, 75–91.

Skinner E.M.W., Apter D.B., Morelli C., Smithson N.K. Kimberlites of the Man craton, West Africa. *Lithos*. 2004. V. 76. P. 233–259.

Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang Yue-Heng, Yang Jin-Hui., 2014. 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 and Planetary Science Letters*. V. 404. P. 283–295.

Sun, J., Kostrovitsky, S.I., Tappe, S., Liu, C.-Z., Skuzovatov, S. Yu., Matsyuk, S., Wu, F.-Y., 2018. Mantle sources of kimberlites through time: a U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields. *Chemical Geology*. V. 479. P. 228–240.

Tomshin M.D., Lapin A.V., 2007. Alkaline-basic rocks as indicators of kimberlite activity on the example of the Sredne-Markha district in Yakutia. Materials of the International Conference “Alkaline magmatism and its ore content”. <http://web.ru/conf/alkaline/2007/69.pdf> (in Russian).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОМСУКЧАНСКОГО ПРОГИБА И ИХ СВЯЗЬ С ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫМ И СЕРЕБРЯНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Кравцова Р.Г., Макшаков А.С.

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

Изучение минералого-геохимических особенностей магматических пород и выявление их связи с золото-серебряным (Au-Ag) и серебряным (Ag) оруденением проводилось на



территории Омсукчанского рифтогенного прогиба (Умитбаев, 1986), одной из крупнейших на Северо-Востоке России рудоносных структур центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Магматические породы здесь представлены двумя петрохимическими сериями – ранней субдукционной известково-щелочной андезитовой и более поздней постсубдукционной контрастной трахириолит-базальтовой (Захаров, Кравцова, 1999; Захаров и др., 2002; Кравцова, 2010).

Породы субдукционной известково-щелочной андезитовой серии, образующие непрерывный ряд от высокоглиноземистых базальтов до риолитов, имеют подчиненное развитие и характеризуют начальные этапы формирования Омсукчанского прогиба. Наибольшим распространением из образований этой серии пользуется андезит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация. В породах этой ассоциации преобладают верхнемеловые андезиты, их субвулканические фации, малые интрузии и дайки гранодиоритов и диоритовых порфиритов. Андезиты однородны по составу, характеризуются близкими содержаниями кремнекислоты, петрогенных элементов и высокими концентрациями щелочей (до 6.7 % калия). Среди редких элементов повышенные концентрации отмечены только для Au (0.005 г/т) и Ag (0.25 г/т). Геохимическая специализация наиболее отчетливо проявлена в гранодиоритах. Показательны в этом отношении их малые интрузии и дайки, в биотитах и акцессорных пиритах которых установлены концентрации Au до 0.9 г/т. С андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциацией тесно связаны месторождения, относящиеся к типичной вулканогенной эпитермальной Au-Ag формации руд (Лунный, Арылах, Роговик). Вулканогенные «первичные» Au-Ag руды, но только в виде реликтов, сохранились на Дукатском Au-Ag месторождении. Сформировались они в первый догранитный продуктивный этап и широкого распространения не имеют. Rb/Sr возраст кварц-адуляровых рудных жил Au-Ag месторождений Лунный 87 ± 2 млн лет, Арылах – 86 ± 1 млн лет, догранитных «первичных» Au-Ag кварц-полевошпатовых жил Дукатского месторождения – 84 ± 1 млн лет (Стружков и др., 1994; Константинов и др., 1998).

Необходимо отметить, что именно с андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциацией других крупных рудоносных структур центральной части ОЧВП пространственно и по возрасту связаны все вулканогенные месторождения, относящиеся к эпитермальной Au-Ag формации руд – Карамкен (Арманская вулканотектоническая депрессия), Дальнее и Кварцевая Сопка (Верхне-Туромчинская вулканоструктура), Ирбычан (Ирбычанская очаговая структура). Данные по изотопному возрасту, полученные в разные годы следующие: K/Ar возраст андезитов – 92 ± 2 – 81 ± 2 млн лет, гранодиоритов от начала и до конца их становления – 83 ± 2 – 74 ± 2 млн лет, кварц-адуляровых жил месторождения Дальнее – 90 ± 2 – 77 ± 2 млн лет (Гундобин и др., 1980). Rb/Sr возраст руд месторождений Дальнее – 80 ± 5 млн лет, Кварцевая Сопка – 91 ± 7 млн лет. Определения Ag/Ag возраста, выполненные по адуляру, для кварц-адуляровых жил месторождения Кварцевая Сопка показали 80.5 ± 0.2 , Ирбычан – 82.5 ± 0.2 млн лет (Layer et al., 1994). Au-Ag руды характеризуются низкой величиной первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (0.053–0.7055), близкого к первичным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ в неизменных вмещающих андезитах (0.7045–0.7048), что указывает на резкое преобладание мантийного Sr. Предполагается, что эта связь обусловлена функционированием единого мантийного базальтоидного очага – источника металлоносных флюидов и, вероятно, первоисточника Au и Ag (Кравцова и др., 2009).

Наибольшим развитием на площади Омсукчанского прогиба пользуются магматические породы более поздней, постсубдукционной контрастной трахириолит-базальтовой серии. Кислые члены этой серии образуют самостоятельную риодацит-лейкогранитную вулканоплутоническую ассоциацию, специализированную на Ag, Sn, В и редкие металлы. С ней связаны многочисленные, в основном небольшие по масштабам, Sn-



Ag и Ag-Pb месторождения (Мечта, Тидит, Гольцовое, Мало-Кэнское, Джагынское и др.) и крупнейшее месторождение серебра Дукат. На Дукатском месторождении, наряду с Ag, широко проявлены реовенированные Au-Ag руды второго позднего продуктивного этапа, сформировавшиеся под влиянием внедрившейся одноименной гранит-лейкогранитной интрузии. Они резко преобладают по сравнению с «первичными» Au-Ag рудами раннего догранитного этапа. Rb/Sr возраст кислых вулканитов, вмещающих реовенированные Au-Ag руды, составляет 99.1 ± 1.4 млн лет, прорывающих их лейкогранитов – 80 ± 2 млн лет (Плюснин и др., 1989; Захаров и др., 1990; Кравцова, 2010), самих Au-Ag и Ag руд, представленных кварц-полевошпатовыми и кварц-родонитовыми жилами – 74 ± 1 млн лет (Стружков и др., 1994; Константинов и др., 1998).

Необходимо подчеркнуть, что самостоятельные массивы гранит-лейкогранитов (Дукатский, Левоомсукчанский, Пестринский) широко распространены только на территории Омсукчанского прогиба. От лейкогранитов других районов ОЧВП они отличаются обогащенностью F, B, Sn, Y, P3Э, что позволяет относить их к редкометалльным.

Особый интерес для изучения представляет Дукатский гранит-лейкогранитный массив, вскрытый на глубине от 900 м и более структурными скважинами 3, 4, 8, 10 и 101, к кровле которого приурочено крупнейшее по запасам Ag (14 тыс. тонн) Дукатское Au-Ag месторождение. Запасы Au здесь по разным данным оцениваются в 40–50 тонн. Минеральный состав лейкогранитов Дукатского массива (по данным петрографических исследований и РСМА), следующий (в %): кварц – 33, ортоклаз – 30, плагиоклаз – 33, биотит – 3.6, магнетит – 0.47, ильменит – 0.19, апатит – 0.05. Акцессорные минералы представлены турмалином, касситеритом, ортитом, цирконом, монацитом, аргентитом и пиритом. Преобладают порфириовидные граниты с вкрапленниками кварца, K-Na полевого шпата и альбита. Аплитовая промежуточная масса состоит из K-Na полевого шпата и кварца. Состав породообразующих минералов следующий: олигоклаз (№ 14), K-Na полевой шпат ($Or_{75}Ab_{25}$), высокожелезистый биотит ($Fe/(Fe+Mg) = 92.9$), развивающийся по биотиту хлорит той же железистости (93.2 %). Те же минералы слагают граниты ранней фазы. Петрографически они отличаются от лейкогранитов большей меланократовостью и, главное, монзонитовой структурой матрикса, тогда как в лейкогранитах структура аллотриаморфно-зернистая (аплитовая). Одним из доказательств корового происхождения риодацит-лейкогранитной вулканоплутонической ассоциации является присутствие в породах акцессорного ортита, содержащего Th. Для пород риодацит-лейкогранитной ассоциации характерны повышенные концентрации K, Ag, Sn. Субщелочные граниты, наряду с Ag и Sn, специализированы также на W, Pb, в меньшей мере, Mo и Zn. Отмечено закономерное возрастание концентраций Sn и Ag в ряду кислые эффузивы (риолиты, риодациты) – субвулканические (невадиты) и гипабиссальные интрузии (лейкограниты).

К похожим на Дукатские, при всей несопоставимости масштабов, можно отнести Au-Ag и Ag руды месторождения Роговик. При изучении вещественного состава установлено три типа руд. С ранним вулканогенным этапом связано образование собственно эпитермальных Au-Ag руд. В более поздний вулканоплутоногенный этап появляются Ag-Pb руды, имеющие преимущественно серебряный состав. Эти руды, также как на Дукате, возникли в результате внедрения гранитной интрузии. При совмещении рудоносных систем – ранней Au-Ag и более поздней Ag, возник третий тип минерализации – реовенированные Au-Ag-Pb руды. Характерная их особенность – многокомпонентность и крайняя изменчивость вещественного состава, и качественного, и количественного (Кравцова и др., 2015).

Анализируя и обобщая полученные результаты, можно говорить о том, что большая часть рудной минерализации Омсукчанского прогиба, по источнику рудного вещества,



парагенетически тесно связана с очагами кислой магмы. При этом формирование Ag-Pb, Sn и редкометалльной минерализации обусловлено в основном процессами развития внутриплитового гранитоидного магматизма с хорошо проявленными здесь процессами эманационной дифференциации. Формирование собственно Au-Ag минерализации связано со становлением более ранних субдукционных гранитоидов. Более поздние реювинированные Au-Ag руды (Дукат, Роговик), формировались под влиянием процессов, сопровождавших внедрение гранитоидных интрузий, на заключительных этапах развития прогиба.

Предполагается, что большая часть Au имеет глубинный мантийный источник, представленный андезитовыми магмами. Поздними субщелочными кислыми расплавами Au было заимствовано. Ag отличается двойной позицией. Часть Ag несли глубинные субдукционные андезитовые расплавы, другую (большую) – постсубдукционные кислые магмы.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0002 и при финансовой поддержке РФФИ (грант 20-050-00142) с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Литература:

Гундобин Г.М., Захаров М.Н., Смирнов В.Н., Кравцова Р.Г. Новые данные по геохронологии магматических формаций Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса и связанной с ней рудной минерализации // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука. 1980. С. 145–156.

Захаров М.Н., Кравцова Р.Г. Геохимические особенности магматических пород главных рудоносных структур Центрального сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геохимия. 1999. №10. С. 1052–1061.

Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Павлова Л.А. Геохимия пород вулканоплутонических ассоциаций Дукатского золото-серебряного месторождения // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 10. С. 928–939.

Захаров М.Н., Плюснин Г.С., Кравцова Р.Г., Калмычкова Т.Н., Пахольченко Ю.А. Rb/Sr возраст Дукатского золото-аргентитового месторождения (Северо-восток СССР) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Тбилиси-Телави, 1990). Киев. 1990. С. 185–187.

Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра. 1998. 203 с.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Гео. 2010. 292 с.

Кравцова Р.Г., Дриль С.И., Алмаз Я.А., Татарников С.А., Владимирова Т.А. Первые данные по Rb-Sr-возрасту и изотопному составу золото-серебряных руд месторождения Дальнего (Эвенский рудный район, Северо-Восток России) // ДАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 240–243.

Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Павлова Л.А. Минералогия, состав, закономерности распределения и особенности формирования рудной минерализации золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. С. 1739–1759.

Плюснин Г.Б., Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Пахольченко Ю.А., Калмычкова Т.Н., Сандиминова Г.П. Рубидий-стронциевый возраст рудоносных гранитов Балагычано-Сугойского прогиба (Северо-Восток СССР) // ДАН АН СССР. 1989. Т. 309. № 5. С. 1196–1199.

Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В., Рыжов О.Б., Шергина Ю.П. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Колыма. 1994. № 9/10. С. 2–16.

Умитбаев, Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука. 1986. 286 с.

Layer P.W., Ivanov V.V., Bundzen T.K. ⁴⁰Ar/³⁹Ag ages from ore deposits in the Okhotsk-Chukotka volcanic belt, Northeast Russia // Internat. Conf. on Artic Margins (Magadan, Russia, Sept. 6-10, 1994): Abstracts. Magadan: NESR RAS. 1994. P. 64–65.



ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАТАЛКИНСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Кравцова Р.Г., Макишаков А.С., Куликова З.И., Павлова Л.А.

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

Наталкинское золоторудное месторождение находится на территории Северо-Востока России (Магаданская область) и по запасам Au является одним из крупнейших в России. Месторождение относится к орогенной золото-кварцевой формации руд, характеризуется сложным, длительным характером развития и, по мнению большинства исследователей, метаморфогенно-гидротермальным генезисом (Еремин, Осипов, 1974; Ворошин и др., 2000; Гончаров и др., 2002; Григоров, 2006; Горячев и др., 2008 и др.). Изучение вещественного и геохимического состава рудной минерализации Наталкинского месторождения проводилось с использованием оптической микроскопии, РСМА и при широком использовании химико-аналитических методов. В ходе исследования было выделено четыре типа руд. К наиболее богатым можно отнести жильные и прожилково-жильные руды, к менее богатым – прожилково-вкрапленные, к бедным – вкрапленные. Последние образуют широкие зоны сульфидно-вкрапленной минерализации, представленные, в основном, вкрапленностью пирита, реже арсенопирита (Гончаров и др., 2002). Практический интерес, в настоящее время, представляют только жильные, прожилково-жильные и прожилково-вкрапленные руды.

Жильный тип руд (выборка 20 проб) представлен массивными кварцевыми жилами и кварцевыми жилами брекчиевой текстуры с реликтами изменённой, полностью окварцованной вмещающей породы, в которой сохраняется углеродистое вещество (микрографит) (рис. 1а). Из нерудных минералов, кроме кварца, были установлены карбонат, серицит, альбит, КПШ. Доля рудных минералов, в основном сульфидов, не превышает 3–4 %. Наиболее распространенным является арсенопирит, реже встречаются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и самородное золото. Кроме перечисленных минералов встречены пирротин, микрографит и установленные нами впервые W-Fe-Mn шпинелиды. Для геохимического состава жильного типа руд характерны высокие средние содержания (г/т) Au (29.22) при интервале значений от 0.39 до 109.1, As (>7667) и Ag (15.3). Установлены относительно высокие содержания (г/т): Bi (1.6), Te (1.8), Pb (220), PЗЭ (Σ 36.5), Zn (134), W (14), Cu (21), Se (0.90), Pt (0.04), Pd (0.009).

Прожилково-жильный тип руд (выборка 20 проб) представлен альбит-КПШ-кварцевыми и альбит-арсенопирит-карбонат-кварцевыми жилами (рис. 1б), карбонат-кварцевыми и сульфид-кварц-карбонатными прожилками в диамикритах. В жилах, прожилках и в реликтах изменённых пород наиболее интенсивно идёт процесс окварцевания, но при этом в них сохраняется углеродистое вещество, микрографит. На долю рудных минералов, в основном сульфидов, также приходится около 4-5%. Самым распространенным здесь является арсенопирит, реже встречаются пирит, галенит, халькопирит, лейкоксенизированные рутил, сфен, анатаз, еще реже – сфалерит, в единичных случаях – пирротин, шеелит, самородное золото и редкая вкрапленность микрографита. Установлен ранее неизвестный на месторождении минерал – ферберит. Для геохимического состава прожилково-жильных руд, как для жильных, характерны высокие средние содержания (г/т) Au (27.2) при интервале значений от 0.38 до 106.9, высокие As (9800), относительно высокие – Ag (4.4), Se (1.86), Te (1.97), Bi (1.1) и В (55), повышенные – Pb (129), W (77), PЗЭ (Σ 100), Cu (42), Hg (0.137), Mn (631), Pt (0.05) и Pd (0.019).

Прожилково-вкрапленный тип руд (выборка 20 проб) представлен кварц-карбонатными, арсенопирит-карбонат-кварцевыми прожилками (рис. 1в) и вкрапленностью сульфидов в метаморфизованных рассланцованных диамиктитах, алевроглинистых сланцах и алевролитах. Доля сульфидов здесь выше, до 6–7%. Из рудных минералов относительно часто встречаются арсенопирит, пирит, лейкоксенизированные рутил, сфен, анатаз, редко – халькопирит, сфалерит, редкие знаки галенита. Кроме того, установлены шеелит и ферберит.

В рассланцованных вмещающих породах отмечаются тонкозернистые лейкоксенизированные агрегаты рутила, сфена и, предположительно, анатаза. В аргиллитах отмечаются единичные тонкие чешуйки микрографита и единичные мелкие агрегаты слабо метаморфизованного углистого вещества. Видимое золото встречается редко. Содержания его в рудах низкие (в среднем 1.33 г/т) и колеблются в интервале от 0.45 до 2.90 г/т. Высокие содержания (г/т) отмечены только для As (820), Ag (3.3) и W (510). В одной из проб, где присутствует ферберит, содержания W достигают 2000 г/т. Повышенные концентрации (г/т) характерны для Pb (16), Zn (93) и В (93). Здесь отмечены самые высокие содержания лантаноидов ($\Sigma P3Э=94.9$ г/т). Содержания Pt высокие – 0.12 г/т, Pd повышенные – 0.011 г/т.

Вкрапленный тип руд (зоны сульфидно-вкрапленной минерализации) (выборка 15 проб) представлен слабо сульфидизированными углеродсодержащими диамиктитами и углисто-глинистыми сланцами (рис. 1 г). Несмотря на то, что рудная минерализация, характеризующая вкрапленный тип оруденения, представлена теми же минералами, что и в прожилково-вкрапленном, эти минералы встречаются крайне редко и исчисляются редкими тонкодисперсными знаками. Руды убогосульфидные, доля сульфидов не более 2%. В исследованных аншлифах встречены арсенопирит и пирит, редко халькопирит, пирротин, еще реже галенит. В диамиктитах отмечаются рассеянные тонкозернистые агрегаты и реликты лейкоксенизированного сфена. Порода пропитана редкой рассеянной вкрапленностью тонкодисперсного микрографита и единичными чешуйками микрографита. Видимое золото практически не встречается. Вкрапленный тип руд характеризуется наименьшими средними содержаниями Au (0.08 г/т) при интервале значений 0.02–0.19 г/т. Средние содержания (г/т) рудных элементов в зонах вкрапленной сульфидной минерализации самые низкие: As (57), Ag (1.2), Cu (32), Pb (42), Zn (87), W (6.2), Bi (0.7). Высокие содержания отмечены только для лантаноидов ($\Sigma P3Э=91.6$ г/т). Они практически такие же, как в зонах прожилково-вкрапленной минерализации. Содержания Pt – 0.09 г/т, Pd – 0.008 г/т

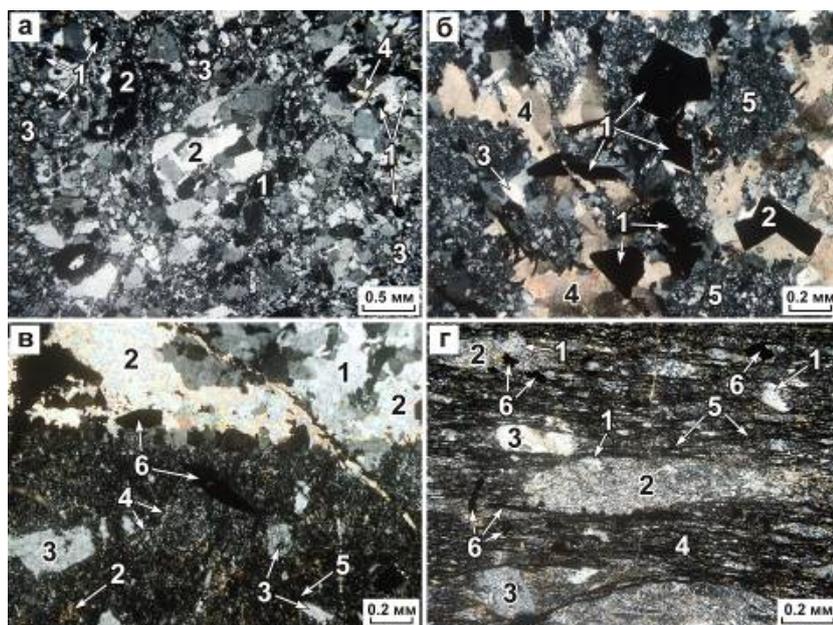


Рис. 1. Типы рудной минерализации Наталкинского золото-кварцевого месторождения: а – жильный. Кварцевая жила брекчиевой текстуры. 1 – арсенопирит; 2 – более крупные зерна кварца (до 1.6х0.6 мм); 3 – микрозернистый кварцевый агрегат с незначительной примесью карбоната, серицита, углеродистого вещества (микрографита); 4 – карбонат. Николи ×; б – прожилково-жильный. Фрагмент альбит-арсенопирит-карбонат-кварцевой жилы с реликтами вмещающей окварцованной породы. 1 – арсенопирит; 2 – пирит; 3 – жильный кварц; 4 – жильный карбонат; 5 – реликты вмещающей породы, сложенные кварцем, углеродистым веществом, редкими обломками кварцевых и альбит-кварцевых метасоматитов. Николи ×; в – прожилково-вкрапленный. Околорудно измененный окварцованный, альбитизированный, карбонатизированный метаморфизованный диамиктит (внизу) с прожилком арсенопирит-карбонат-кварцевого состава (вверху). 1 – кварц; 2 – карбонат; 3 – альбит; 4 – чешуйки серицита; 5 – углеродистое вещество; 6 – вкрапленность арсенопирита. Николи ×; г – вкрапленный. Измененный углеродсодержащий рассланцованный диамиктит с редкой вкрапленностью сульфидов, в основном, пирита. 1 – зерна кварца; 2 – обломки метасоматита серицит-кварцевого состава; 3 – крупные зерна альбита; 4 – агрегат из мельчайших чешуек серицита, мелких удлиненных зерен кварца, карбоната и частиц черного углеродистого вещества; 5 – углеродистое вещество, образующее волосовидные прослойки, обтекающие контуры линзовидных обломков; 6 – вкрапленность пирита. Николи ×.

При микроминералогическом исследовании руд методом РСМА основное внимание было уделено изучению состава золотин. В рудах жильного и прожилково-жильного типа, большая часть золотин ассоциирует с нерудными минералами, в основном с кварцем, часто встречаются тесные срастания золотин с арсенопиритом, пиритом и галенитом. Наряду с крупными золотинами, размер которых иногда достигает 250 мкм, много мелких (10–70 мкм). Преобладает самородное золото пробностью от 770 ‰ до 860 ‰. Кроме Ag (20–25 %), в виде постоянной примеси в золотилах отмечены Se (до 2.57 %) и Te (до 0.27 %), часто встречаются Bi (до 1.02 %) и Hg (до 0.59 %), реже Pb (до 0.36 %), в единичных точках – W (до 0.37 %) и Mn (до 0.21 %). Часто на поверхности сульфидов, отобранных из рудных жил и прожилков, развиты включения и микровключения золота. Поверхностный слой одной из таких золотин, изученный методом СЭМ-ЭДС, содержит примеси U (до 1.43 %), Pt (до 0.73 %) и Hg (до 0.75 %) (Кравцова и др., 2020). В рудах прожилково-вкрапленного типа самородное золото в основном мелкое (10–70 мкм) и тонкодисперсное (5–10 мкм). Пробность золотин изменяется незначительно, от 730 ‰ до 800 ‰. Золотины ассоциирует с нерудными минералами, в основном с кварцем, часто встречаются в виде микровключений и тонкодисперсных включений в арсенопирите и пирите, тонкодисперсные (< 10 мкм) включения преобладают. Из постоянных примесей, при том же качественном составе как в двух первых типах руд, количество элементов, образующих аномальные концентрации, резко снижается. Повышенные содержания отмечены только для Ag (20–25 %). В рудах вкрапленного типа, в зонах сульфидно-вкрапленной минерализации, по нашим данным и по данным В.И. Гончарова с соавторами (2002), концентраторами Au являются метаморфогенные пириты раннего этапа формирования месторождения. Отмеченные в них максимальные содержания Au – 2.2 г/т. Видимое золото установлено только в виде тонкодисперсных включений в сульфидах, в основном, пирите.

Обобщая полученные данные, приходим к выводу, что минерализация во всех выделенных типах руд характеризуется в целом одним и тем же элементным и минеральным составом, отличаясь только по степени проявления. Промышленный интерес представляют в первую очередь золото-кварцевые руды жильного, прожилково-жильного и прожилково-вкрапленного типов. Наиболее богатыми по элементному и минеральному составу являются жильные и прожилково-жильные руды, менее богатыми – прожилково-вкрапленные, бедными – вкрапленные. Все они образуют единую рудную залежь. Основной отличительной особенностью жильных и прожилково-жильных руд служат высокие содержания Au, As, Ag, Bi, Se, Te, W, РЗЭ. Для этих руд характерен самый богатый



качественный и количественный минеральный состав. Практически, только для них характерно видимое самородное золото пробностью от 770 ‰ до 860 ‰. В прожилково-вкрапленных рудах при том же качественном составе количество элементов, образующих аномальные концентрации, снижается. Повышенные содержания кроме Au, отмечены только для As, Ag, W, РЗЭ. При этом уровень концентраций As и Ag резко снижается по сравнению с выше названными рудами, а W и РЗЭ повышается. Относительно высокие содержания также отмечены для Pt и Pd (намного больше, чем в двух первых типах). Качественный и количественный минеральный состав становится значительно беднее, но появляется такой минерал как ферберит. Видимое золото встречается значительно реже. Пробность тоже снижается (730–800 ‰). Руды вкрапленного типа (зоны сульфидно-вкрапленной минерализации), несмотря на значительные площади их проявления, имеют два основных недостатка. Первый – это низкие средние содержания Au (0.08 г/т), что позволяет отнести эти руды к крайне бедным. Второй – преобладает тонкодисперсное золото, которое тесно ассоциирует с сульфидами, в основном, с пиритом. Такое золото принято называть упорным или «невидимым», а сами руды относить к категории труднообогатимых.

Значительный интерес, по нашему мнению, представляют полученные впервые данные по анализу монофракций сульфидов на ЭПГ. С помощью специально разработанной в ИГХ СО РАН методике фазового химического анализа установлено, что арсенопириты и пириты всех типов руд Наталкинского месторождения являются концентраторами не только Au, но и платиноидов, таких как Pt, Pd, Ru и Rh. Наиболее высокие концентрации (в г/т) этих элементов отмечены в монофракциях арсенопирита – Pt до 128, Pd до 20, Ru до 86 и Rh до 21, менее высокие в монофракциях пирита – Pt до 29, Pd до 15, Ru до 58 и Rh до 5.9 (Kravtsova et al., 2020).

Полученные результаты, на наш взгляд, могут быть успешно применены к практике геологоразведочных работ. Выделение типов руд, изучение их вещественного и геохимического состава, дают наиболее полное представление о перспективах золоторудного месторождения, служат выбору рациональной технологической схемы обогащения руд и не только на Au, но и на такие сопутствующие полезные компоненты как, например, Ag и Pt, повышая тем самым ценность добываемого сырья и вовлекая в эксплуатацию бедные руды, которые на сегодняшний день считаются забалансовыми.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0002 и при финансовой поддержке РФФИ (грант 20-05-00142) с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Литература:

Ворошин С.В., Шахтыров В.Г., Тюкова Е.Э. Геология и генезис Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 2000. № 2. С. 22–31.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2002. 250 с.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.

Григоров С.А. Генезис и динамика формирования Наталкинского золоторудного месторождения по данным системного анализа геохимического поля // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 44–48.

Еремин Р.А., Осипов А.П. К проблеме генезиса Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 1974. № 6. С. 41–44.

Кравцова Р.Г., Таусон В.Л., Горячев Н.А., Макшаков А.С., Арсентьев К.Ю., Липко С.В. Изучение поверхности арсенопирита и пирита золоторудного месторождения Наталкинское (Северо-



Восток России) методом сканирующей электронной микроскопии // Геохимия. 2020. Т. 65. № 5. С. 464–472.

Kravtsova R.G., Tauson V.L., Makshakov A.S., Bryansky N.V., Smagunov N.V. Platinum Group Elements in Arsenopyrites and Pyrites of the Natalkinskoe Gold Deposit (Northeastern Russia) // Minerals. 2020. V. 10. No 4. Article No 318.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ АЛДАНСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ

*Кравченко А.А.¹, Бондарь Н.А.¹, Округин А.В.¹, Попов Н.В.²,
Березкин В.И.¹, Лоскутов Е.Е.¹*

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

На территории Алданской гранулитогнейсовой области с протерозойскими магматическими комплексами связывают процессы формирования железорудных скарнов, флогопитовой минерализации с аномалиями молибдена, месторождений апатита (Тектоника..., 2001; Prokoryev et al., 2018), золота (Кравченко и др., 2010), находки платины (Округин, 2000) и единичные находки алмаза (Афанасьев и др., 2011; Перцев и др., 2000).

Нашим коллективом проводятся исследования особенностей химического состава и металлогенической специализации протерозойских магматических комплексов. Методами математической статистики изучены закономерности распределения породообразующих и примесных элементов в гранитоидах, кристаллических сланцах и ультрамафитах различных геологических комплексов. Проведен факторный анализ с использованием метода главных компонент в программе Statistica 8. Для расчета использовано два фактора. Процедура вращения не применялась. Для интерпретации результатов факторного анализа использован электродный потенциал (Мюллер, Саксена, 1980; Справочник..., 1977), а так же факторы дифференциации и фракционирования магм основного и кислого состава рассмотренные в работах (Мюллер, Саксена, 1980) и (Чевычелов, 2019). Проверка корректности метода для выделения минеральных ассоциаций осуществлена ранее на примере комплексов Анабарского щита и Оленекского поднятия (Кравченко и др., 2018; Кравченко и др., 2019; Gerasimov et al., 2020).

В результате анализа диаграмм обнаружено две тенденции распределения элементов. Первая связана с железистыми мафитами комбинированных даек (Кравченко и др., 2010) и характеризуется Fe-Co-As-Ti-V-P-Ag-Au геохимической ассоциацией. Вторая связана с породами из фрагментов расслоенных комплексов (Березкин, Кравченко, 2014) и характеризуется CaO-MgO-CO₂-H₂O-Pd-Pt-Au-Ag геохимической ассоциацией (рис. 1). Для первой ассоциации характерны метаморфогенные сульфидно-арсенидные (пирротин + халькопирит ± арсенопирит → леллингит (золотоносный) + никелин + кобальтин) руды. Для второй ассоциации обнаружены борнит и халькозин (структуры распада), интерметаллиды Au-Ag-Cu-Bi, Te-Ni-Co, бравоит, миллерит и зигенит. В ультрамафитах встречается хромит.

Можно предположить, что наряду с известными сульфидно-арсенидными рудами с золотом (Кравченко и др., 2010) в Алданской гранулитогнейсовой области может быть обнаружена комплексная Pt-Pd-Au-Ag минерализация схожая с метасоматитами по ультраосновным породам юга Финляндии (Hanski, 2015), возможно и с участием карбонатного компонента, как в Томторском массиве щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами на Анабарском поднятии (Баранов и др., 2020).

Авторы признательны предприятиям «Якутскгеология» и «Золото Селигдара» за финансирование полевых работ. Исследования выполнены по госзаданию НИР ИГАБМ СО РАН и частично в рамках проекта РФФИ № 17-05-00390.

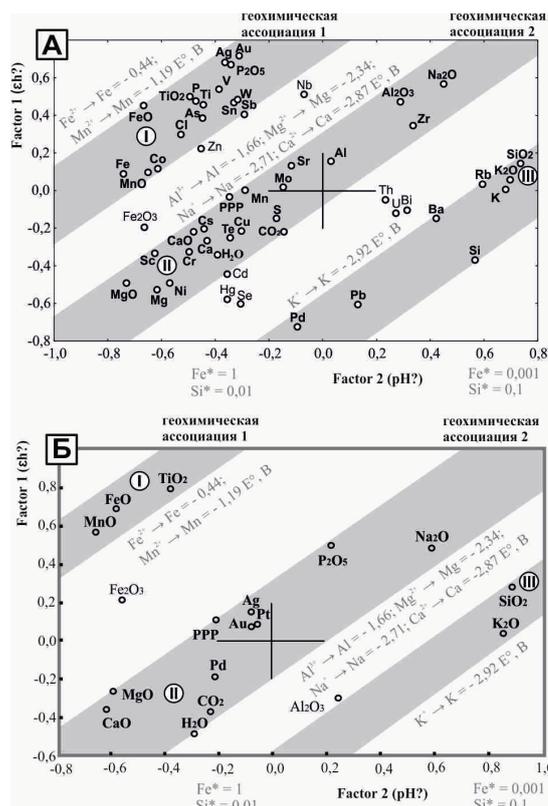


Рис. 1. Результаты факторного анализа горных пород с интерпретацией. А – анализ данных силиканого и рентгено-флуоресцентного спектрального анализа (ИГАБМ СО РАН). Б – анализ данных силикатного (ИГАБМ СО РАН) и атомно-эмиссионного спектрального (ИГХ СО РАН) анализов. Римскими цифрами обозначены области отражающие специфику составов: I – комбинированных даек; II – фрагментов расслоенных интрузий и ультрамафитов; III – гранитов. Fe^* и Si^* округленные значения распределения компонентов флюид/расплав в зависимости от щелочности (слева) – кислотности (справа) флюида (Чевычелов, 2019). Для геохимических ассоциаций подписаны значения окислительно-восстановительного потенциала породообразующих элементов (Справочник, 1977).

Литература:

Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 3, с. 335–353.

Баранов Л.Н., Толстов А.В., Округин А.В. Благородные металлы в щелочных породах и карбонатах // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. 2020. С. 182–186.

Березкин В.И., Кравченко А.А. Минералогия раннедокембрийского керакского комплекса Алдано-Станового щита // Отечественная геология. № 5. 2014. С. 53–63.

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина). ИГАБМ СО РАН. Якутск, 2010. 148 с.

Кравченко А.А., Герасимов Б.Б., Березкин В.И., Мухамедьяров М.Г., Рассохин В.В., Кардашевская В.Н. Предпосылки поисков золоторудных месторождений в метаморфических комплексах Арктической зоны Республики Саха (Якутия) (Анабарский щит и Оленекское поднятие) // Вестник СВФУ. Серия «Науки о Земле». № 4 (12). 2018. С. 5–13.

Кравченко А.А., Герасимов Б.Б., Березкин В.И., Шарина А.К., Желонкин Р.Ю. Распределение золота и серебра в породах Хаптасыннахской рудной зоны (Анабарский щит) // Вестник СВФУ. Серия «Науки о Земле». № 4 (16). 2019. С. 31–40.

Мюллер Р.Ф., Саксена С.К. Химическая петрология. М.: «Мир», 1980. 517 стр.



Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000. 183 с.

Перцев Н.Н., Маракушев А.А., Мохов А.В., Лапутина И.П. Условия залегания алмазоносных пород в земной коре // Отечественная геология. 2000. № 1. С. 24–28.

Справочник по элементарной химии. Под общей редакцией А.Т. Пилипенко. Изд. 2-е, переработанное и дополненное. Киев, «Наукова думка», 1977. 544 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 571 с.

Чевычелов В.Ю. Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO₂) в водонасыщенных флюидно-магматических системах различного состава // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 638–657.

Gerasimov B.B., Beryozkin V.I., Kravchenko A.A. Typomorphic Features of Placer Gold from the Billyakh Tectonic Melange Zone of the Anabar Shield and Its Potential Ore Sources (Northeastern Siberian Platform) // Minerals 2020. 10. 281.

Hanski E. Chapter 2 - Synthesis of the Geological Evolution and Metallogeny of Finland, Editor(s): Wolfgang D. Maier, Raimo Lahtinen, Hugh O'Brien, Mineral Deposits of Finland, Elsevier. 2015. P. 39–71.

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Redina A.A., Obukhov A.V. Magnetite-apatite-dolomitic rocks of Ust-Chulman (Aldan shield, Russia): Seligdar-type carbonatites? // Mineralogy and Petrology. 2018. V.112. P. 257–266.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (P₃-T₁) ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ТРАППОВЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

*Криволицкая Н.А.¹, Коньшев А.А.¹, Макарьева Е.А.², Макарьев А.А.², Свирская Н.М.¹,
Гонгальский Б.И.³, Кононкова Н.Н.¹*

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия,
nakriv@mail.ru, icelora@gmail.com, nnzond@geokhi.ru

²Полярная морская геологоразведочная экспедиция ФГПП, Ломоносов, Россия,
makareva_elena@mail.ru, makarev@mail.ru

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
Россия, *brgon@mail.ru*

Магматические породы Западного Таймыра изучались и изучаются на протяжении многих лет в ходе геолого-съёмочных работ, однако исследование их петрографии и геохимии с помощью современных аналитических методов началось только в последние годы (Геологическая карта..., 2011; 2020). В докладе представлены результаты исследования интрузивных и эффузивных пород (P₃-T₁), полученные в процессе выполнения тематических работ и составления карты 1:1000000 масштаба третьего поколения (листы S-44-45).

Главной задачей работы явилось определение минералого-геохимических особенностей вулканитов и интрузивных пород различных комплексов и их сопоставление с хорошо изученными магматическими образованиями Норильского района и Тунгусской синеклизы для составления общей схемы эволюции траппового магматизма крупнейшей в мире Сибирской магматической провинции.

Вулканогенные породы Западного Таймыра были подразделены (снизу вверх) на сырадасайскую (300–450 м), лабакскую (от 410 до 610 м), верхнетамскую свиты. Согласно палеомагнитным данным, породы сырадасайской свиты отличается от вышележащих свит обратной намагниченностью и, таким образом, позднепермским возрастом, в то время как остальные свиты были образованы в раннем триасе. Свита сложена умеренно щелочными титан-авгитовыми базальтами и андезибазальтами. Потоки имеют мощность 5–15 м. Нами сырадасайская свита изучена детально в южном крыле сырадасайской антиклинали (рис.1).

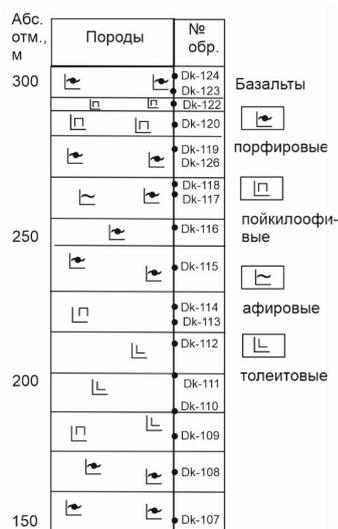


Рис. 1. Строение нижней части сырадасайской свиты.

Породы среднекристаллические, темно-серые, с порфировой или афировой структурой, структура основной массы пойкилоофитовая или толеитовая. Вкрапленники (3–5 %) представлены плагиоклазом (An_{45}) – 60 % двух генераций, реже - авгитом или титан-авгитом. Минеральный состав: плагиоклаз (An_{41-55}) – 50–70 %, клинопироксен ($Mg\#$ – 67–71) – 10–35 %, оливин (Fo_{37-40}) – 1–7 %, вулканическое стекло – 5–20 %, магнетит или титаномagnetит – 1–5 %. Акцессорные минералы – апатит, биотит. Породы характеризуются повышенными содержаниями (мас. %): TiO_2 (2.0–3.6), Na_2O (2.8–4.0), K_2O (1.4–2.6) и P_2O_5 (до 1). Они содержат 48–52 мас. % SiO_2 , 14–15 % Fe_2O_3 и 3–4 MgO . Спектры распределения редких элементов в породах характеризуются крутым наклоном (рис. 2), $(Gd/Yb)_n$ отношение варьирует от 5 до 7. Вулканиды сырадасайской свиты являются полным аналогом ивакинской свиты, распространенной в Норильском районе (Золотухин и др., 1978).

Эффузивные породы лабакской свиты относятся к нормальному ряду основных изверженных пород. Большая их часть соответствует типичным толеитовым базальтам, они отличаются повышенной магнезиальностью ($MgO=7-9$ мас. %), вплоть до образования пикробазальтов (MgO до 18 мас. %). Для вулканитов этой свиты типичны низкие (около 1 мас. %) содержания TiO_2 , которые сближают их с породами туклонской свиты Норильского района, но по распределению редких элементов они существенно отличаются. Базальты верхнетамской свиты объединяются в одну слабо дифференцированную натриевую серию с пониженным содержанием калия (<0.4 мас. % K_2O). Они отличаются от вулканитов лабакской свиты пониженными концентрациями MgO (6–7 мас. %).

Интрузивные образования представлены породами двух комплексов – тарисеймитаринского субщелочного (по составу близкому к ергалахскому в Норильском районе) и быррангского нормальной щелочности. Последние магматические образования резко преобладают (составляют до 90 % от изученных нами интрузивных тел). Они формируют маломощные силлы (5–15 м), залегающие практически вертикально, согласно с залеганием вмещающих их пермских песчаников, и протягиваются на десятки километров в субширотном направлении. Преобладают однородные тела оливиновых и оливинсодержащих долеритов с пойкилоофитовой, долеритовой и микродолеритовой структурами. Породы содержат железистый оливин (Fo_{45-47}), варьирующий по составу клинопироксен ($Mg\#$ 55–71) и плагиоклаз (An_{48-52} , в котором концентрации FeO достигают 0.6 мас. %).

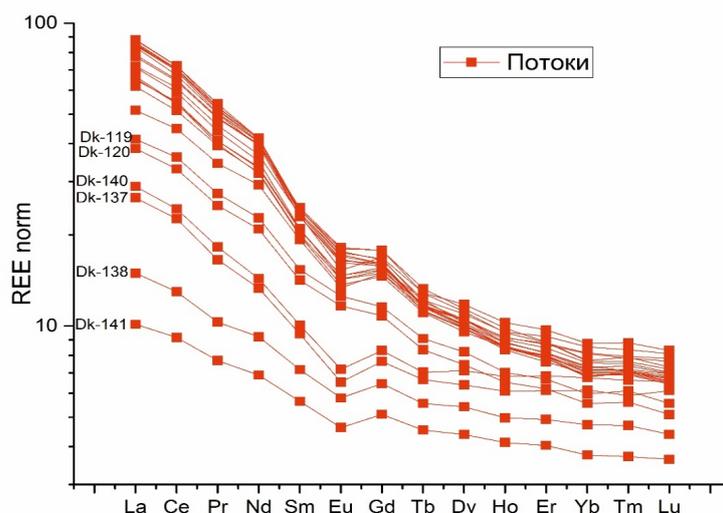


Рис. 2. Спектры распределения редких элементов (REE) в породах сырадасайской (без номеров) и лабакской свит (№ 137–140 – туфы, 138–141 – базальты). Нормировано к примитивной мантии по (Hofmann, 1988).

Силлы быррангского комплекса по составу (за счет повышенных содержаний $TiO_2=1.5-1.7$ мас. %) близки к породам катангского комплекса, широко распространенному в южном обрамлении Тунгусской синеклизы, но отличаются от них повышенными концентрациями редких элементов, особенно крупноионных литофильных элементов.

Несмотря на сходство с магматическими образованиями Средне-Сибирского плоскогорья (сырадасайская-ивакинская свиты), породы Западного Таймыра обладают специфическими особенностями, свидетельствующими о самостоятельном развитии магматизма в районе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70094).

Литература:

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Лист S-44-Диксон, S-45 – Усть-Терея. Объяснительная записка. А.А. Макарьев, Е.М. Макарьева, Е.В. Молчанова С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Лист S-44-XXI, XXII (порт Диксон). Издание второе. Объяснительная записка. Ред. В.Ф. Проскурнин С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1978. 245 с.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ЛЕЙКОГРАНИТНЫХ МАГМ: ГЛАВНЫЕ МОДЕЛИ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Крук Н.Н., Гаврюшкина О.А., Смирнов С.З., Хромых С.В., Соколова Е.Н.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kruk@igm.nsc.ru

Лейкократовые граниты – породы, содержащие минимальные количества темноцветных минералов, распространены в земной коре достаточно широко и встречаются в составе интрузивных серий различных типов, сформированных в разных геодинамических режимах. Среди этих пород можно выделить, как минимум, три группы. К первой относятся



лейкограниты с содержанием SiO_2 72–74 мас. %, в которых соотношение нормативных кварца и полевых шпатов близко к составу гранитной эвтектики. Ко второй группе относится большинство щелочных и некоторые умеренно-щелочные лейкократовые гранитоиды, в основном принадлежащие к А-типу. Эти породы характеризуются высокой (75 мас. % SiO_2 и более) кремнекислотностью, однако за счет повышенной щелочности пропорции нормативных кварца и полевых шпатов также не отличаются значимо от состава гранитной эвтектики при низких давлениях. Наконец третья группа – это лейкограниты нормальной или слабо повышенной щелочности, имеющие высокую (> 75 мас. % SiO_2) кремнекислотность и обладающие «избыточным» по сравнению с гранитной эвтектикой количеством нормативного кварца.

Все перечисленные разновидности лейкогранитов известны как в виде самостоятельных интрузий, так и в качестве отдельных петрографических разностей в составе многофазных плутонов. Лейкограниты первого типа пользуются наибольшим распространением. Наряду с породами аллохтонных интрузий эта группа включает в себя большинство лейкосом мигматитовых комплексов и пород параавтохтонных массивов (включая гранито-гнейсовые купола). Механизмы их образования в целом не вызывают сомнений. С одной стороны, расплавы близэвтектического состава являются обычным продуктом анатектического плавления пород континентальной коры в широком интервале P-T-условий (при невысоких степенях плавления), что подтверждается как многочисленными «прямыми» наблюдениями природных объектов, так и экспериментальными работами. С другой стороны, формирование подобных расплавов – закономерный результат дифференциации кремнекислых магм в условиях верхней коры (как на уровне становления интрузий, так и в более глубоких очагах).

Формирование щелочных и умеренно-щелочных лейкократовых магм с близэвтектическими соотношениями силикатных минералов (лейкограниты второго типа) большинством исследователей рассматривается как результат глубокой дифференциации мантийных расплавов, либо продуктов их контаминации веществом континентальной коры (Loiselle, Wones, 1979; Bonin, 2008). В качестве альтернатив привлекаются модели плавления пород нижней коры с участием флюида (Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989; Creaser et al., 1991). В тех случаях, когда лейкограниты входят в состав многофазных серий, их генетическое родство с менее кремнекислыми породами преимущественно мантийного генезиса подтверждается как изотопными характеристиками, так спецификой редкоэлементного состава (в большинстве случаев – резкое обогащение высокозарядными и редкоземельными элементами).

Наиболее сложной проблемой являются возможные механизмы образования лейкогранитов третьего типа, содержащих избыточные количества нормативного кварца. Подобные лейкограниты довольно часто завершают формирование интрузивных серий разных типов (низко-, умеренно- и высококалиевых известково-щелочных, высокоглиноземистых, щелочных). Как правило, они обнаруживают определенное сходство с предшествующими гранитоидами как по минералого-петрографическим характеристикам, так и по геохимии. Однако на практике более или менее четкие связи, позволяющие определить исходные составы магм, прослеживаются только для умеренно-щелочных и редкометалльных лейкогранитов. Породы остальных серий похожи друг на друга, и установить их принадлежность на основании минералого-петрографических и геохимических критериев значительно сложнее. Так большинство диаграмм, предназначенных для классификации и дискриминации гранитоидов, неспособны разделять разные типы лейкогранитов (достаточно вспомнить широко используемый набор классификационных диаграмм, приведенный в работе (Frost et al., 2001). Сходство составов лейкогранитов при существенных различиях в составах магматических серий заставляет



предполагать, что в их образовании лейкогранитных магм задействованы петрогенетические механизмы, принципиально отличающиеся от тех, которые определяют эволюцию остальных членов этих серий.

Очевидно, что формирование расплавов, содержащих избыточный нормативный кварц не может быть результатом ни частичного плавления наиболее распространенных субстратов земной коры, ни сколь угодно глубокой дифференциации магм с меньшей кремнекислотностью в закрытой системе.

В то же время, еще в последней четверти XX столетия многие исследователи пришли к выводу о важной роли флюидной фазы в формировании лейкократовых магм. Многочисленные исследования группы академика В.И. Коваленко, академика Н.Л. Добрецова и проф. Б.А. Литвиновского независимо подтвердили невозможность образования лейкогранитных магм без участия дополнительного флюида. В качестве механизмов, объясняющих эти явления, сибирскими учеными были предложены модели флюидного синтексиса или аллохимического анатексиса, предполагавшие участие в гранитообразовании флюидов, отделявшихся от кристаллизующихся базитовых очагов (являвшихся, также, источниками энергии для анатектических процессов). В.И. Коваленко с соавторами предполагал, что важную роль в формировании редкометалльных лейкогранитов играют глубинные трансмагматические флюиды.

Позже эти выводы были подтверждены широким распространением в лейкогранитах «тетрад-эффекта», который объяснялся как свидетельство либо сосуществования расплава с самостоятельной флюидной фазой (Irber, 1999), либо проявления флюидно-силикатной несмесимости (Граменицкий и др., 2005; Перетяжко, Савина, 2010). Дополнительным подтверждением являются результаты изучения расплавных включений в кварце ряда лейкогранитов и пегматитов, где установлен тренд смещения составов стекол первичных расплавных включений в высококремнистую область.

Возможность образования высококремнистых расплавов вполне возможно за счет взаимодействия пород или расплавов с флюидной фазой, обогащенной кремнеземом и щелочами показана и экспериментальными исследованиями. Так в работе (Ходоревская, 2006) воспроизведена фильтрация раствора, содержащего щелочи и кремнезем, через амфиболиты, приводящая к образованию серии полевошпатовых и дебазированных пород и высококремнистого гранитного расплава, полностью замещающего амфиболит в проксимальной зоне.

Таким образом, не вызывает сомнения, что флюидно-магматическое взаимодействие является одним из эффективных способов формирования лейкогранитных расплавов. Однако детали этого процесса (источники флюидов, масштабы и формы переноса кремнезема, щелочей, редких и, возможно, рудных компонентов) пока остаются неясными и требуют дополнительных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-17-00175).

Литература:

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 188 с.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в редкоземельных спектрах гранитоидных пород – следствие процессов жидкостной несмесимости в богатых фтором силикатных расплавах // Доклады РАН. 2010. Т. 433. № 4. с. 524–529.

Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2006. 42с.



Bonin B. Death of super-continent and birth of oceans heralded by discrete A-type granite igneous events: the case of the Variscan-Alpine Europe // *Journal of Geosciences*. 2008. V. 53. P. 237–252.

Creaser R.A., Price R.C., Wornald R.J. A-type granites revisited: assessment of a residual source model // *Geology*. 1991. V. 19. P. 163–166.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. № 3/4. P. 489–508.

Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // *Geology*. 1989. V. 97. P. 261–280.

Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.* 1979. V. 11. P. 468.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

ПЕТРОГЕНЕЗИС АРХЕЙСКИХ ЭНДЕРБИТОВ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ШИТ): U-Pb (SHRIMP), Lu-Hf И Sm-Nd ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Кудряшов Н.М.¹, Удоратина О.В.², Баянова Т.Б.¹, Мокрушин А.В.¹, Кобл М.А.³

¹Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, nik@geoksc.apatity.ru

²Институт Геологии КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, udoratina@geo.komisc.ru

³Стэнфордский университет, США, coblem@stanford.edu

Кольский регион, расположенный в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, сложен крупными блоками архейской коры, разделенных архей-протерозойскими поясами. В пределах Мурманского блока, состоящего преимущественно из гранитоидов, преобладающим распространением пользуются метаморфические образования, типичные для зон амфиболитовой фации, однако отмечаются участки с реликтами пород гранулитовой фации. Гранулитовые парагенезисы здесь последовательно замещаются амфиболитовыми и более низкотемпературными ассоциациями. К одному из наиболее крупных массивов, породы которого имеют парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма, относится Канентъяврский массив эндербитов, традиционно считающийся древнейшим гранитоидным комплексом Кольского региона (Виноградов, Виноградова, 1979; Ветрин, 1984).

Канентъяврский массив представляет собой тектонический блок, ограниченный разломами субширотного и субмеридионального простирания, и сложен биотит-гиперстеновыми гранитоидами – эндербитами, варьирующими по меланократовости от тоналитов до лейкократовых плагиогранитов.

Эндербиты выделяются в виде отдельных пятнистых полей и неясно выраженных зон северо-восточного простирания с постепенными переходами к плагиогранитам, плагиомикроклиновым гранитам и гранитогнейсам. Иногда эндербиты облекаются зонами расланцевания, в которых наблюдаются крупнозернистые лейкократовые плагиограниты с гнездами биотита и амфибола. Среди массивных эндербитов в небольшом количестве встречаются линзовидные и пластообразные тела мелкозернистых амфиболитованных двупироксеновых кристаллосланцев – пород гранулитовой фации метаморфизма, а также ксенолиты диопсидовых амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов, инъецированных прожилками гиперстеновых плагиогранитов и плагиоаплитов. Эндербиты массива представляют собой однородные плотные породы серой или коричневатой-серой окраски, массивной или неясно гнейсовидной текстуры. Структура пород преимущественно аллотриоморфнозернистая, гранобластовая. Состоят из плагиоклаза – 35–50%, кварца – 15–30%, ортопироксена – 5–10%, красновато-коричневого высокотитанистого биотита – 5–15%;

аксессуарных минералов: титанита, апатита, циркона. Химический состав: SiO_2 – 69.79, TiO_2 – 0.24, Al_2O_3 – 15.79, Fe_2O_3 – 0.10, FeO – 2.95, MnO – 0.03, MgO – 0.90, CaO – 4.69, Na_2O – 4.31, K_2O – 0.14. Биотиты эндербитов по соотношению TiO_2 и F_{Bt} соответствуют биотитам гранулитовой фации. Содержания Al_2O_3 в ортопироксенах относительно невысокое (0.6 мас. %), что свидетельствует о формировании пород в умереннобарической гранулитовой фации метаморфизма (Козлов и др., 2006). Значения железистости $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}) = 0.60$ –0.74 и индекс MAlI соответствуют магнезиальной щелочно-известковистой группе эндербитов (Frost et al., 2001). Индекс насыщенности глинозёмом $A/\text{CNK} = 0.9$. Породы имеют фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 9$ –12) и обеднены тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 2.7$ –3.2).

Для изотопно-геохронологических исследований была взята проба из массивных эндербитов. Циркон в пробе представлен одной генерацией - это дипирамидально-призматические зерна розоватого цвета, ребра кристаллов сглажены, $K_u=2$ –4. В катодолюминесценции в цирконе часто присутствует эвгедральная зональность, в некоторых кристаллах отмечаются тонкие каймы обрастания (рис. 1). Центральные зоны кристаллы имеют содержания $U = 126$ –236 ppm и $\text{Th} = 18$ –131 ppm, $\text{Th}/U = 0.14$ –0.55 и отвечают циркону магматического происхождения. Температуры кристаллизации циркона из эндербитов рассчитаны по насыщению цирконием с использованием термометра (Watson, Harrison, 1983) и находятся в диапазоне 720 – 780°C . Величина $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ варьирует от -9.5 до $+2.4$, модельные значения $T(\text{DM}) = 3.14$ – 2.96 (рис. 1). Возраст по верхнему пересечению с конкордией для восьми проанализированных точек циркона составил 2783 ± 14 млн лет, $\text{СКВО}=4.0$, нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца (рис. 2). Полученный возраст интерпретируется как время кристаллизации циркона из расплава при образовании пород массива в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Sm-Nd модельные возрасты эндербитов составили 3.07 – 2.96 млрд лет. Время нахождения протолитов в коре, определяемое разницей между модельным возрастом и временем кристаллизации циркона эндербитов, оценивается в 180 – 290 млн лет.



Рис. 1. Катодолюминесцентное изображение циркона из эндербитов Канентъяврского массива. Сплошными кружками отмечены места датирования и возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Штриховыми кружками отмечены места измерения Lu-Hf методом и значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ и $T(\text{DM})$.

Полученные результаты указывают, что магмы основного состава вносили свой главный вклад в частичное плавление нижней коры с образованием средних и кислых расплавов. Предполагается, что в период 3.1 – 2.9 млрд лет назад к основанию литосферной мантии всплыл астеносферный диапир, приведший к ее плавлению с образованием базитовых расплавов в основании нижней коры, которые в верхней коре представлены ксенолитами в плаггиогнейсах. Мезо-неоархейские эндербиты ~ 2.8 млрд лет были образованы

за счет частичного плавления нижнекоровых базитов. Последующая эволюция исходных магм протолитов при подъеме к поверхности могла определяться преимущественно процессами их контаминации веществом древней палеоархейской коры ($T_{DM2}^c = 3.4-3.2$ млрд лет) или путем смешения с верхнекоровыми расплавами. Тектоническое положение Канентъяврского массива эндербитов определяется коллизионными процессами Мурманского и Кольско-Норвежского блоков в условиях метаморфизма гранулитовой фации.

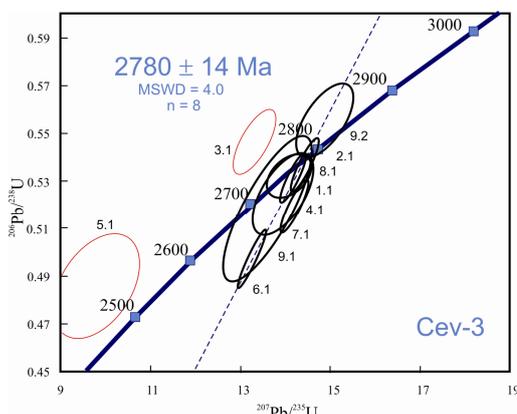


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для циркона из эндербитов Канентъяврского массива. Черные эллипсы – аналитические данные, включенные в расчет возраста. Красные эллипсы – не включенные в расчет возраста.

Исследования проведены по госзаданию ГИ КНЦ РАН № 0231-2019-0053 и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70082 «Arctic Resources».

Литература:

- Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: Изд. КФАН СССР. 1984. 124 с.
Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Эндербиты Канентъяврского массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. АН СССР. 1979. С. 91–116.
Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 345 с.
Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et. al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett., 1983. V. 6. P. 295–304.

МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОЙ ГАББРО- ГРАНИТОИДНОЙ АССОЦИАЦИИ Ю-В САНГИЛЕНА (ТУВА) ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Кузнецова Л.Г., Дриль С.И.

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

Получены новые данные о составе и изотопных характеристиках интрузивных пород раннепалеозойской габбро-гранитоидной ассоциации, предшествовавшей образованию Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов и контролировавшейся теми же глубинными разломами. Установленный (SIMS SHRIMP-II, U-Pb по цирконам)



раннекембрийский – 517 ± 7 млн лет – возраст гранодиоритов, принадлежащих к данной ассоциации, коррелирует с началом периода коллизионного орогенеза (520–480 млн лет), согласно его оценкам в сопредельном регионе Западного Сангиленга (Козаков и др., 2003; Владимиров и др., 2005). Исследования этих пород позволят создать целостную модель эволюции магматизма, предшествовавшего формированию редкометального пегматитового пояса, а также лучше понять особенности глубинного строения и степень зрелости континентальной коры в центральной части Тувино-Монгольского микроконтинента.

Сангиленский блок, как часть Тувино-Монгольского массива (ТММ), представляет собой гетерогенную тектоническую структуру, в основании которой преобладает позднерифейская кора энсиматических островодужных систем при подчиненном вкладе раннекембрийского корового источника (Козаков и др., 2003). Аккреционные обстановки в раннем палеозое осложнились влиянием предполагаемого Алтае-Саянского плюма (Ярмолук, Коваленко, 2003), обусловившего длительную магматическую активность и неоднородность состава земной коры. Для нее характерно сочетание габбро-гранитоидных раннепалеозойских интрузивов различной щёлочности, включая промышленно важные скопления литиеносных пегматитов. Связь последних с окружающими гранитоидными комплексами является предметом дискуссий, обусловленных недостатком современных данных о составе и возрасте магматических пород. С целью решения этой проблемы нами проведены геохимические и изотопно-геохимические исследования гранитоидов и ассоциированных с ними габброидов в районах развития продуктивных на Li, Sn, Ta, Be, Cs пегматитовых полей.

Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (ЮСП), протяженностью более 200 км, приурочен к субширотной зоне глубинных разломов и включает пять полей сподуменовых пегматитов с крупным месторождением лития Тастыг и более чем двадцатью рудопроявлениями. В ЮСП распространены мелкие и крупные ($10\text{--}45 \text{ км}^2$) интрузивы, сложенные породами четырех магматических ассоциаций, для гранитоидов которых определен возраст (SIMS SHRIMP-II, U-Pb по цирконам) (млн лет): (1) габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовой (517 ± 7), (2) тоналит-плагиогранитовой (508 ± 6), (3) монцогаббро-щелочногранитовой и (4) гранит-лейкогранитовой (488 ± 6) (Кузнецова и др., 2018, 2021). Установлено, что формирование сподуменовых пегматитов крупного Сутлугского проявления (494 ± 7 млн лет) и литиевого месторождения Тастыг (483 ± 13 млн лет) произошло субсинхронно с последним из раннепалеозойских импульсов гранитного магматизма. Интрузии магматических ассоциаций (1) и (4) проявлены особенно широко – они прослеживаются на всем протяжении ЮСП, прорывая породы осадочного чехла ТММ – известняки, граувакки, пелиты и кварциты нарынского комплекса (V- ϵ_1), метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Ареал проявления интрузий наиболее ранней габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовой ассоциации (церигийнольского комплекса) охватывает весь пегматитовый пояс от Арабулакского поля на западе до Хусуингольского на востоке. В средней части ЮСП они слагают несколько более крупных многофазных интрузивов – Качикский, Таргинский и самый крупный Верхне-Церигийнольский (ВЦР) площадью $25\text{--}30 \text{ км}^2$, вдоль контактов которых расположены проявления сподуменовых пегматитов. В массиве ВЦР наиболее полно представлены все разновидности пород ассоциации, формировавшиеся в гомодромной последовательности: 1-я интрузивная фаза – габбро, 2-я фаза – диориты, 3-я (главная) фаза – кварцевые диориты и гранодиориты, 4-я фаза – биотитовые граниты. Все перечисленные разновидности пород образуют также синплутонические дайки, окружающие массив.

Изучение вещественного состава пород церигийнольского комплекса в разных интрузивных телах показало, что на всем протяжении ЮСП их основные петрохимические характеристики неизменны: высокомагниевого и низкотитанистые базиты ассоциируют с

метаглиноземистыми гранитоидами нормальной щелочности, относящимися к известково-щелочной серии и магнезиальному типу по (Frost et al., 2001) (рис. 1, а-б). Последние на дискриминационной диаграмме $(Zr+Nb+Ce+Y) - FeO^*/MgO$ по (Whalen et al., 1987) находятся в поле нефракционированных гранитов М-, I- и S-типов. Спектры редких элементов, нормированные к примитивной мантии, и для базитов и для гранитоидов характеризуются повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Th, U, K) и пониженными содержаниями высокозарядных (Nb, Ta, Zr, Ti) – (рис. 1, г). По характеру распределения редких элементов габброиды из данной ассоциации сопоставимы с “примитивными” островодужными базальтами (Kerich, Wyman, 1997; Wilson, 1989), а гранитоиды – с гранитами I-типа (Chappel, White, 1992), унаследовавшими свои геохимические особенности от источников субдукционного происхождения.

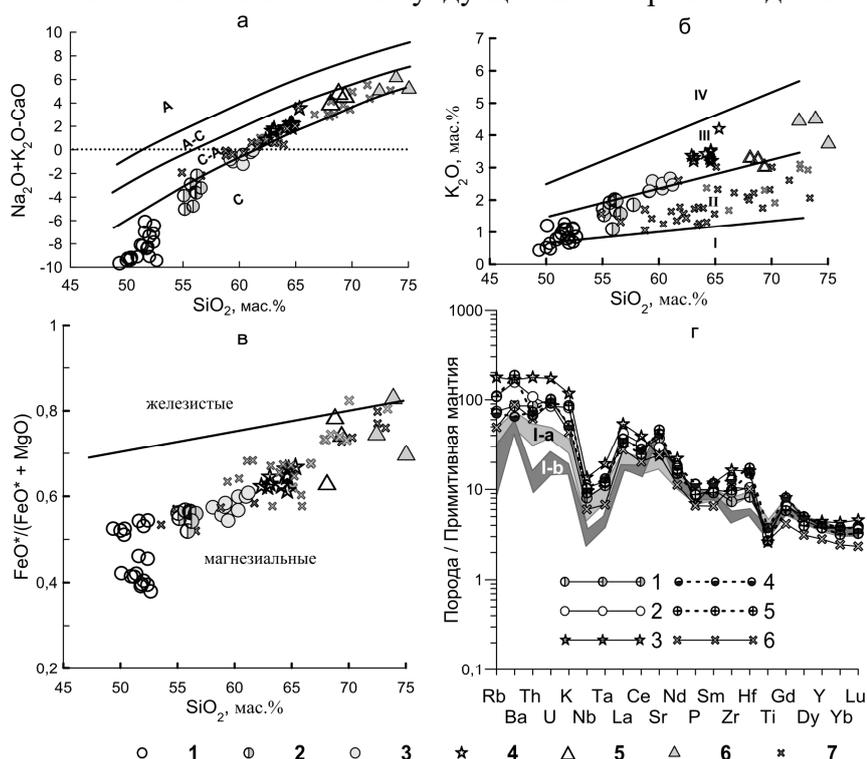


Рис. 1. а-г. Петрохимические классификационные диаграммы и спектры содержаний редких элементов для состава пород габбро-гранитоидной ассоциации (церигийнгольского комплекса) в Южно-Сангиленском пегматитовом поясе. (а) $SiO_2 - MAlI (Na_2O + K_2O - CaO)$ (Frost et al, 2001); (б) $SiO_2 - FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (Frost et al., 2001); (в) $SiO_2 - K_2O$ (границы полей приведены в соответствии с (Rickwood, 1989); (г) спектрограммы содержаний редких элементов, нормированные к составу примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения для рис. (а)-(в): 1–6 – породы крупного Верхне-Церигийнгольского массива (ВЦР) (1 – габбро, 2 – диориты, 3 – кварцевые диориты, 4 – гранодиориты, 5 – граниты, 6 – лейкограниты); 7 – гранитоиды из других интрузий церигийнгольского комплекса в ЮСП; для рис. (г): 1–3 – спектры состава пород ВЦР (1 – диорит, 2 – кварцевый диорит, 3 – гранодиорит); 4–6 – спектры состава пород из массивов на р. Качик (4 – диорит, 5 – кварцевый диорит, 6 – гранодиорит); I-a и I-б – поля составов двух разновидностей габбро из интрузивов церигийнгольского комплекса в разных пегматитовых полях ЮСП.

Крупный плутон ВЦР, в котором представлен весь ряд пород данной ассоциации, мог бы рассматриваться как петротипичный, но гранодиориты, завершившие его формирование, имеют особенности состава, проявленные только в этом массиве. По сравнению с гранодиоритами других интрузий, изученных нами в ЮСП, они характеризуются повышенными содержаниями K_2O (3.2–4.2 мас. %) и MgO (2.1–3.0 мас. %) при более низкой



глиноземистости ($ASI=0.84-0.94$) и имеют относительно повышенные содержания Zr, Y, REE. Вследствие этих особенностей на некоторых петрохимических классификационных диаграммах – (рис. 1, в) – эволюционные тренды составов пород данной ассоциации, отобранных из разных массивов ЮСП, с переходом к гранодиоритам раздваиваются.

Сопоставление составов гранитоидов церигийнольского комплекса с экспериментальными данными по плавлению различных коровых пород на диаграмме $Al_2O_3/(MgO+FeO) - CaO/(MgO+FeO)$ по (Rapp, Watson, 1995) показало, что они могут иметь разные источники. Составы гранитоидов массива ВЦР в основном располагаются в полях расплавов, полученных при частичном плавлении амфиболитов, а составы гранитоидов из некоторых других массивов – в области перекрытия полей расплавов, производных от плавления вулканитов среднекислого состава и метаграувакк.

Изотопно-геохимическими исследованиями (Sm-Nd) установлено, что в разных массивах ЮСП изотопные характеристики пород габбро-гранитной ассоциации варьируют незначительно. Породы из многофазного интрузива в Качикском пегматитовом поле отличаются относительно более высокими значениями $eNd(T)=2.6-2.0$ и минимальными величинами $T(DM-2)=1041-1095$ млн лет. К ним близки показатели пород из интрузивов, изученных в Арабулакском, Бурчинском и Хусуингольском полях. Изотопные характеристики пород крупного плутона ВЦР в Сутлугском поле варьируют в более широком диапазоне: $eNd(T)=(-0.4)-(+1.5)$, $T(DM-2)=1104-1266$ млн лет. Исходя из этих данных, можно предположить разный уровень смешивания в их источниках ювенильной океанической и субдущированной либо древнекоровой компоненты. В целом, полученные для пород габбро-гранитоидной ассоциации (церигийнольского комплекса) величины $eNd(T)=(-0.4)-(+2.6)$ и позднерифейские значения модельного возраста $T(DM-2)=1041-1266$ млн лет говорят о преобладании в их источнике позднерифейской ювенильной коры, представленной в фундаменте ТММ породами офиолитовых и островодужных комплексов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0007 и при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант 15-05-06709).

Литература:

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 82–88.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А. Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитов и богатых литием редкометалльных пегматитов Хусуингольского поля (Сангиленское нагорье) // Докл. РАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 439–443.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометалльных пегматитов в Ю-В части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и Тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

Chappel B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Soc. Edinburgh Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.



Kerrich R., Wyman D.A. Review of development in trace-element fingerprinting of geodynamic setting and their implication for mineral exploration // Australian J. Earth Sci. 1997. V. 44. P. 465-487.

Rapp, R.P., Watson, E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891-931.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites. Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407-419.

Wilson M. Igneous petrogenesis: a global approach. London: Unwin Hyman Dostal. 1989. 466 P.

ПЕРВЫЕ U-Pb-SHRIMP-II-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О КЕМБРИЙСКОМ ВОЗРАСТЕ БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ИГАКСКОЙ СВИТЫ ГОНЖИНСКОГО ВЫСТУПА БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Кузьмин В.К., Шупилко Е.В., Зеленугин В.Н., Юрченко Ю.Ю.

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

Гонжинский тектонический блок сложен вулканогенно-терригенными образованиями гонжинской и чаловской серии, зонально метаморфизованными в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и традиционно рассматривающийся как один из наиболее типичных примеров выступов раннедокембрийского кристаллического фундамента Буреинского (срединного) массива Центрально-Азиатского складчатого пояса. Породы гонжинской серии по составу и положению в разрезе подразделяются на три свиты, согласно лежащие друг на друге (снизу вверх): игакскую, представленную преимущественно биотитовыми гнейсами, смольнинскую – пестрого состава, характерной чертой которой является присутствие среди преобладающих гнейсов и амфиболитов пачек и прослоев метакarbonатных и высокоглиноземистых пород, и бекетскую, в составе которой ведущую роль играют гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы основного и среднего составов. Состав самой древней игакской свиты однообразен и характеризуется резким преобладанием биотитовых гнейсов, часто гранатсодержащих или переходящих в гранат-биотитовые разности. Присутствуют редкие маломощные прослои биотит-роговообманковых гнейсов, кристаллических сланцев, диопсидитов и кварцитов. Разрез свиты хорошо выдержан по простиранию. Породы игакской свиты испытали региональный прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и в отличие от других свит, мигматизированы, как послойно, так и по секущим прожилкам, которые смяты совместно с гнейсами в изоклинальные складки северо-западного простирания. Низы разреза игакской свиты не обнажены, взаимоотношения с вышележащими образованиями смольнинской свиты согласные, а верхняя граница свиты проводится по подошве пачки переслаивающихся биотитовых гнейсов и биотит-роговообманковых кристаллосланцев, залегающей в основании разреза смольнинской свиты (Волкова и др., 2002, Козырев, 2016).

Согласно данным предшественников, возраст пород, слагающих игакскую свиту рассматривается в интервале от позднего архея до раннего протерозоя (Волкова и др., 2002, Козырев, 2016), а чаловской серии – от раннего протерозоя до рифея. Однако обоснование возраста метаморфических образований слагающих Гонжинский выступ часто недостаточное и опирается главным образом на вторичные признаки – степень метаморфизма, структурно-геологическую и петрогеохимическую характеристику пород, региональные корреляции геологических подразделений и радиологические датировки, выполненные в конце прошлого века. В последние годы были проведены U-Pb-геохронологические (LA ICP MS) и Lu-Hf-изотопно-геохимические исследования детритовых цирконов из биотитовых гнейсов игакской свиты, в соответствии с которыми предполагаемое формирование протолитов гнейсов происходило не в раннем докембрии, а в конце палеозоя – начале мезозоя (240–280 млн лет), и наложенные на них структурно-



метаморфические преобразования связаны с мезозойским этапом геологического развития Гонжинского выступа (Сальникова и др., 2012). Вместе с тем получены данные об ордовикском возрасте вышезалегающей чаловской серии – наиболее молодые цирконы в метапесчаниках гребневской свиты имеют возраст 478 млн лет, в метаалевролитах магдагачинской свиты 448 млн лет, для метадацитов исагачинской свиты установлен возраст 476 ± 8 млн лет (Смирнова и др., 2019). Эти датировки противоречат ранее полученным данным о формировании протолитов игакской свиты в позднепалеозойское-мезозойское время.

Для более надежного установления возраста метатерригенных пород игакской свиты нами в ЦИИ ВСЕГЕИ были выполнены U-Pb-SHRIMP-II изотопно-геохронологические исследования 25 зерен цирконов из биотитовых плагиогнейсов (проба А19-264) из низов разреза свиты. Проба отобрана на правобережье реки Уркан, в 10 км вверх по течению от устья р. Гонжа. Преобладают светло-розовые длинно- и короткопризматические кристаллы, изредка отмечаются округлые и овальные зерна. Длина кристаллов от 60 до 320 мкм, коэффициент удлинения 1.3–2.6. В катодоллюминисцентном (КЛ)-свечении наблюдаются цирконы с грубой и тонкой осцилляционной зональностью, а также зерна с секториальной зональностью и незональные. Содержание изменяется U от 71 до 710/среднее 266 г/т, Th – 41–371/165 г/т, а отношение – Th/U 0.34–1.14/0.65 (табл. 1). Для 16 точек с дискордантностью менее 10% $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст варьирует от 558.6 ± 10 до 1117 ± 18 млн лет, а вычисленный для них средневзвешенный возраст составляет 597.7 ± 7 млн лет. Три самых молодых циркона формируют кластер с возрастом 509 млн лет. К наиболее древней популяции относятся четыре зерна с палеопротерозойскими $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастными 1753, 1903, 2043 и 2478 млн лет. Эти данные указывают на формирование терригенных пород игакской свиты за счет размыва преимущественно неопротерозойского источника. Возраст самой молодой группы детритовых цирконов средний кембрий (509 млн лет) – определяет нижний возрастной порог образования протолитов биотитовых гнейсов исагачинской свиты. Верхняя возрастная граница формирования протолитов гонжинской серии соответствует раннему ордовику – 478–476 млн лет (Смирнова и др., 2019). Эти данные позволяют предполагать, что формирование гонжинской серии, внедрение бекетского массива и их структурно-метаморфические преобразования связаны не с позднеархейским и раннепротерозойским, а с раннепалеозойским и мезозойским этапами геологического развития Гонжинского выступа.

Приведенные результаты геолого-структурных, петрографо-геохимических и изотопно-геохронологических исследований (Волкова и др., 2002, Козырев, 2016, Сальникова и др., 2012, Смирнова и др., 2019) послужили основанием для предположения о том, что гонжинская амфиболит-гнейсовая и чаловская сланцевая метаморфические серии Гонжинского выступа являются не разновозрастными образованиями, сформировавшимися в различных условиях, а представляют собой единую мощную (более 6000 м) раннепалеозойскую вулканогенно-терригенную толщу испытавшую прогрессивный региональный метаморфизм мезозойского возраста. Эти данные позволяют рассматривать Гонжинский выступ в качестве структуры подобной комплексам метаморфических ядер кордильерского типа и являющейся аналогом позднемезозойских комплексов метаморфических ядер Западного Забайкалья (Скляров и др., 1997).

Исследование проводилось в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2019-2021 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Южные районы)». (Государственное задание Роснедра № 049-00013-19-00 от 28.12.2018 г. Государственное задание федерального агентства по недропользованию № 049-00017-20-04 от 26.12.2019 г., в редакции № 049-00017-20-06 от 13.10.2020 г.)



Таблица 1. Результаты изотопного U-Pb-анализа цирконов (SHRIMP-II) биотитовых гнейсов игакской свиты.

| Spot | % $^{206}\text{Pb}_c$ | ppm U | ppm Th | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | ppm $^{206}\text{Pb}^*$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age | % Discordant | Total ^{238}U | Total ^{207}Pb | % $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | % | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | % | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | % | err |
|--------------|-----------------------|-------|--------|----------------------------------|-------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|--------------|------------------------|-------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|------|------------------------------------|-----|------------------------------------|-----|------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A19-264-18.1 | 1.07 | 88 | 275 | 3.22 | 2.1 | 174.14 | -94 | +54 | 36.14 | 0.0529 | 4.8 | 0.0443 | 13 | 0.167 | 13 | 0.02737 | 2.2 | 1.73 |
| A19-264-23.1 | 0.00 | 318 | 133 | 0.43 | 22.2 | 504.39 | -466 | -8 | 12.29 | 0.05633 | 1.4 | 0.05633 | 1.4 | 0.632 | 2.3 | 0.0814 | 1.8 | 787 |
| A19-264-7.1 | 0.00 | 520 | 205 | 0.41 | 36.7 | 508.39 | -483 | -5 | 12.19 | 0.05678 | 1.1 | 0.05678 | 1.1 | 0.642 | 2.1 | 0.082 | 1.8 | 842 |
| A19-264-17.1 | 0.00 | 169 | 92 | 0.56 | 12.1 | 517.79 | -525 | +43 | 11.96 | 0.0579 | 1.9 | 0.0579 | 1.9 | 0.667 | 2.7 | 0.0836 | 1.9 | 691 |
| A19-264-4.1 | 0.00 | 435 | 210 | 0.50 | 33.8 | 558.610 | -570 | +25 | 11.05 | 0.05908 | 1.1 | 0.05908 | 1.1 | 0.737 | 2.1 | 0.0905 | 1.8 | 842 |
| A19-264-9.1 | 0.12 | 104 | 82 | 0.81 | 8.38 | 577.11 | -584 | +56 | 10.66 | 0.0604 | 2.3 | 0.0595 | 2.6 | 0.768 | 3.2 | 0.0937 | 2 | 605 |
| A19-264-19.1 | 0.00 | 336 | 128 | 0.39 | 27.5 | 586.10 | -569 | -3 | 10.52 | 0.05904 | 1.3 | 0.05904 | 1.3 | 0.774 | 2.2 | 0.0951 | 1.8 | 814 |
| A19-264-15.1 | 0.05 | 228 | 103 | 0.47 | 18.8 | 589.10 | -614 | +35 | 10.45 | 0.06072 | 1.5 | 0.06028 | 1.6 | 0.795 | 2.4 | 0.0956 | 1.8 | 749 |
| A19-264-12.1 | 0.00 | 185 | 96 | 0.53 | 15.2 | 589.10 | -581 | +38 | 10.45 | 0.0594 | 1.7 | 0.0594 | 1.7 | 0.784 | 2.5 | 0.0957 | 1.8 | 726 |
| A19-264-11.1 | 0.00 | 710 | 235 | 0.34 | 59.3 | 598.10 | -579 | -3 | 10.29 | 0.05932 | 0.87 | 0.05932 | 0.87 | 0.795 | 2 | 0.0972 | 1.8 | 900 |
| A19-264-2.1 | 0.00 | 445 | 341 | 0.79 | 37.9 | 610.10 | -601 | +23 | 10.07 | 0.05994 | 1.1 | 0.05994 | 1.1 | 0.821 | 2.1 | 0.0993 | 1.8 | 855 |
| A19-264-1.1 | 0.00 | 310 | 160 | 0.53 | 27 | 623.11 | -629 | +28 | 9.86 | 0.0607 | 1.3 | 0.0607 | 1.3 | 0.849 | 2.2 | 0.1014 | 1.8 | 816 |
| A19-264-21.2 | 0.00 | 71 | 47 | 0.69 | 6.17 | 623.12 | -606 | +58 | 9.85 | 0.0601 | 2.7 | 0.0601 | 2.7 | 0.841 | 3.3 | 0.1015 | 2 | 591 |
| A19-264-21.1 | 0.15 | 394 | 311 | 0.82 | 35.1 | 635.11 | -647 | +29 | 9.65 | 0.06245 | 1.1 | 0.06123 | 1.3 | 0.874 | 2.2 | 0.1035 | 1.8 | 800 |
| A19-264-5.1 | 0.00 | 71 | 78 | 1.14 | 8.14 | 813.15 | -775 | +48 | 7.44 | 0.065 | 2.3 | 0.065 | 2.3 | 1.205 | 3 | 0.1345 | 1.9 | 648 |
| A19-264-14.1 | 0.00 | 111 | 77 | 0.71 | 13 | 821.14 | -817 | +37 | 7.37 | 0.0663 | 1.8 | 0.0663 | 1.8 | 1.242 | 2.6 | 0.1358 | 1.9 | 726 |
| A19-264-3.1 | 0.00 | 307 | 344 | 1.16 | 37.5 | 858.15 | -895 | +21 | 7.02 | 0.06887 | 1 | 0.06887 | 1 | 1.352 | 2.1 | 0.1424 | 1.8 | 871 |
| A19-264-24.1 | 0.06 | 110 | 85 | 0.80 | 14.3 | 906.16 | -848 | +36 | 6.62 | 0.0679 | 1.7 | 0.0673 | 1.7 | 1.402 | 2.5 | 0.151 | 1.9 | 731 |
| A19-264-13.1 | 0.00 | 124 | 97 | 0.81 | 16.2 | 915.16 | -870 | +33 | 6.55 | 0.068 | 1.6 | 0.068 | 1.6 | 1.431 | 2.5 | 0.1526 | 1.9 | 766 |
| A19-264-6.1 | 0.08 | 478 | 237 | 0.51 | 77.8 | 1117.18 | -1101 | +15 | 5.281 | 0.07686 | 0.68 | 0.07622 | 0.77 | 1.988 | 1.9 | 0.1892 | 1.8 | 918 |
| A19-264-16.1 | 0.28 | 166 | 167 | 1.04 | 36.4 | 1462.24 | -1776 | +20 | 3.917 | 0.11098 | 0.83 | 0.1086 | 1.1 | 3.812 | 2.1 | 0.2546 | 1.8 | 857 |
| A19-264-10.1 | -- | 207 | 128 | 0.64 | 50.6 | 1618.26 | -1753 | +15 | 3.509 | 0.106 | 0.73 | 0.10722 | 0.8 | 4.219 | 2 | 0.2854 | 1.8 | 914 |
| A19-264-22.1 | 0.04 | 583 | 371 | 0.66 | 174 | 1919.29 | -1983 | +37 | 2.883 | 0.12215 | 0.37 | 0.12184 | 0.38 | 5.82 | 1.8 | 0.3467 | 1.8 | 978 |
| A19-264-8.1 | 0.08 | 176 | 41 | 0.24 | 54.4 | 1983.31 | -2043 | +19 | 2.774 | 0.1268 | 1 | 0.126 | 1.1 | 6.26 | 2.1 | 0.3602 | 1.8 | 865 |
| A19-264-20.1 | 0.02 | 285 | 199 | 0.72 | 105 | 2294.34 | -2478 | +11 | 2.339 | 0.1624 | 0.66 | 0.1622 | 0.67 | 9.56 | 1.9 | 0.4275 | 1.8 | 937 |

Литература:

Волкова Ю.Р., Чепыгин В.Е., Пилич А.В. и др. Легенда Зейской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 СПб.: МПР РФ, Главное управление



природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Амурской области, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Амургеология». 2002.

Козырев С.В., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXIV. Объяснительная записка. - М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. 113 с.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д. и др. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН, 2012. Т.444. №5. С.519–522.

Скляров Е. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1997. 182 с.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Возраст и обстановки формирования чаловской серии ордовика Аргунского массива, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С.3–23.

ФЛЮИДИЗАТЫ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ

Кузьмин И.А.

КФ ФБУ «ТФГИ» по СФО, Красноярск, Россия, kyigan@yandex.ru

В юго-западной части Сибирской платформы (Ангаро-Тунгусское междуречье) расположена уникальная структура – Чадобецкое поднятие. В его строении принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойско-кайнозойские образования, комплекс пород щелочно-ультраосновного состава, карбонатиты и формация сибирских траппов.

В пределах поднятия широкое развитие имеют брекчиевые флюидно-эксплозивные образования (флюидизаты) различного химического состава и возраста (от триаса до неогена), сформировавшихся в широком диапазоне температур. В тектоническом плане структура расположена в зоне пересечения двух региональных разломных зон северо-восточного и северо-западного простирания.

В структурном отношении поднятие представляет собой куполовидную горст-антиклиналь эллипсообразной формы размером 45×35 км с просевшей верхней частью купола и выполненной мезозойско-кайнозойскими песчано-глинистыми осадками. Эпицентр поднятия осложнен центральным куполом, имеющим два более мелких купола: северный – Териновский (16×19 км) и южный – Чуктуконский (5×6 км). В ядерной части куполов вскрываются карбонатно-терригенные отложения венд-рифейского возраста, на периферии – карбонатные отложения нижнего кембрия. Центральные части обоих куполов осложнены вытянутыми котловинами просадочного характера, выполненными кайнозойскими бокситоносными отложениями.

Котловина Теринского купола в плане имеет размеры около 3,7×1,8 км, при глубине, варьирующей в пределах от 40 до 90 м. Две скважины в пределах котловины, достигнув глубины 576 м и 465 м, так и не вышли из рыхлых образований. По геофизическим данным глубина трубообразных воронок превышает 1500 м. Предшествующие исследователи трактуют данные структуры как карстовые образования, однако имеющиеся факты позволяют утверждать, что в данном случае мы имеем дело с подводящими каналами грязевых вулканоидов. В целом котловина является крупным месторождением комплексных руд – титанистого железо-алюминиевого сырья с запасами около 100 млн.т. Помимо перечисленных полезных компонентов глинистые продукты глубинных гипергенных процессов, выполняющих котловину обогащены редкими металлами (V, Ga, Ge, Nb, Sc, Ta, Zr) и фосфором имеющими перспективы их попутного извлечения.



В аллювии р. Семенов Дольчик, протекающей по северному склону Теринского купола, установлено 10 пластинчатых зерен алмаза размером 0,1–0,5 мм гексагональной формы (Крюков, 1984ф).

Котловина Чуктуконского купола имеет меньшие размеры и в большей степени ниобий-редкоземельную направленность оруденения глубинных гипергенных образований. Из попутных компонентов, заслуживающих внимания, присутствуют: марганец, железо, титан, ванадий, скандий, галлий, цирконий, иттрий, молибден, а также фосфор, торий и уран.

Кроме двух выше упомянутых бокситоносных месторождений в пределах Чадобецкого поднятия установлен ряд мелких месторождений и проявлений дайково-жильного и диатремового («карстовые воронки») типа.

Сейсморазведочными работами по опорному профилю «Алтай-Северная Земля и профилю-рассечке, проходящему через Чадобецкое поднятие, в интервале глубин 11–22 км на границе фундамента и осадочного чехла зафиксирована «полупрозрачная» зона (интерпретация А.В. Мигурского и др.), которая может быть интерпретирована как остаточный коллектор флюидных растворов.

Интрузивные магматические породы в пределах Чадобецкого поднятия отнесены к чадобецкому комплексу щелочно-ультраосновных пород мезозойского возраста, в составе которого В.Л. Чубугиной установлены: пироксеновые слюдистые перидотиты, мелилит-нефелиновые перидотиты, монтичеллитовые альнеиты, ийолит-мельтейгиты, мончикиты, сельвсбергиты, щелочные сиениты, а также карбонатиты и слюдистые кимберлиты.

Образование структуры Чадобецкого поднятия, скорее всего, началось в конце пермского периода с внедрения мантийного диапира. В результате сформировался купол пронизанный дайками, штоками и небольшими силами щелочных перидотитов, что подтверждают радиоизотопные датировки калий-аргоновым методом по флогопиту пород первой фазы комплекса, варьирующие в пределах 299–255 млн лет (Л.Г. Анучин, 1991 ф). Последующие сопутствующие агрессивные возгоны, перерабатывая породы первой фазы комплекса и породы фундамента платформы, образовали среднетемпературные (300–600°C) флюидизаты в виде мелких тел (дайки, диатремы) лампрофиров и карбонатитовых штокверков.

Трубки (диатремы), выполненные кимберлитовыми глинистыми (преимущественно хлорит-карбонат-серпентин-монтмориллонитовыми) брекчиями с низкой алмазонасностью, а так же небольшие (не более 2×1,4 км) штокообразные тела карбонатитов относятся к завершающей фазе комплекса и располагаются преимущественно в центральной части Чадобецкого поднятия в пределах Теринского и Чуктуконского куполов. По петрохимическим и минералогическим особенностям кимберлиатам Чадобецкого поднятия трудно найти сопоставимые аналоги из известных полей. Для них характерны относительно низкие содержания окиси магния – 9,5–16 %. С классическими кимберлитами их сближает только содержания кремнезема (28–36 %), алюминия (6–7 %) и суммарного железа. С лампроитами они близки по содержанию окислов титана (2,5–4,5 %) и калия (2–6 %), а также по высоким содержаниям редкоземельных элементов, актиноидов и соотношению $K_2O/Na_2O > 3$. Для пород поднятия характерны высокие содержания P_2O_5 – до 2 %. В некоторых трубках (Фигурная, Малая) наблюдаются высокие содержания CaO (до 19 %) и CO₂ (до 21,5 %), что сближает их с карбонатитовыми кимберлитами по определению Б.А. Малькова. Возраст карбонатит-кимберлитового комплекса следует считать послетриасовым (J₁?), что подтверждают имеющиеся датировки В.Г. Домышева абсолютного возраста пород – 178 млн. лет. Кроме того, кимберлиты нередко содержат ксенолиты триасовых долеритов.

Следующая активизация эндогенных процессов произошла на рубеже мела и палеогена, и проявилась на поверхности поднятия в виде низкотемпературной (100–300°C) ветви флюидизатов. В результате глубинного гипергенеза пород фундамента платформы и выноса



его продуктов образовались диатремы («карстовые воронки») выполненные брекчиево-глинистым материалом преимущественно гиббсит-каолинитового состава, а также дайки силлы и покровы мимикрирующие под коры выветривания (Кузьмин, 2010).

Для бокситов характерны такие признаки флюидизатного происхождения как: приуроченность бокситовых месторождений к тектонически ослабленным зонам в пределах локальных положительных структур; воронкообразная форма тел с нептуническими (слепыми) ответвлениями; многоярусность бокситовых залежей, переслаивающихся с углистыми породами; карбонатность основной массы бокситов; повышенное содержание редких элементов (в том числе редкоземельных и актиноидов); присутствие прожилков битумов и каплевидной нефти; брекчиевая текстура с обломками пород вмещающей рамы; присутствие глубинных минералов – муассонита и когенита.

Последняя активизация низкотемпературных флюидизатных процессов проходила на рубеже палеоген-неогена и представлена грязевыми вулканоидами, образующими небольшие диатремы (Кузьмин, 2010). Наиболее детально данные образования изучены на северо-западном крыле Чадобецкого поднятия, где выявлена просадочная депрессия размером около 3×6км и глубиной около 60м, выполненная мел-палеогеновыми глинами с маломощными (до 0,5м) горизонтами (силлами) бокситов. Характерной особенностью структуры является наличие тел кварцитов по периметру депрессии.

Магнитное поле депрессии характеризуется наличием большого количества локальных (от 30 до 500 м) положительных магнитных аномалий грубоизометричной или овальной формы интенсивностью до 2000 НгЛ, и часто имеющих отрицательное сопровождение. Магнитные аномалии обычно сопровождаются повышенными значениями радиоактивности (в основном 30–40 мкр/ч, с редкими пиками до 120 мкр/ч, при общем фоне – 7–14 мкр/ч).

Породы аномалий секут мел-палеогеновые глины и имеют вертикальные и субвертикальные контакты. Образования представлены полимиктовым песчано-глинистым материалом с редкими ксенолитами битуминозных песчаников, известняков, бокситов и кимберлитоподобных пород. Химический состав пород аномалий весьма изменчив: SiO₂ – 25–40 %, TiO₂ – 9–13 %, Al₂O₃ – 8–18 %, Fe₂O₃ – 15–35 %, FeO – 0,25–3 %; MnO – 0,2–1,5 %, MgO – 1,5–7,5 %, CaO – 1–4,5 %, Na₂O – 0,1–0,3 %, K₂O – 0,1–0,5 %, P₂O₅ – 1–3 %. Для пород характерна мелкая (2–4 мм) вкрапленность бесформенных стяжений магнетита. Нередко встречаются окатыши стекла основного состава, что позволяет предположить существование ранее в пределах поднятия древних высокотемпературных (600–900°С) флюидизатов (туффизитов).

В настоящее время в пределах структуры наблюдается слабо выраженная активность холодной (<100°С) ветви флюидизатных процессов в виде излияний минеральной грязи. Одно из проявлений (порсугель) установлено на правом берегу р. Чадобец, в 2,7 км выше устья р. Пуня. Здесь в пойме реки наблюдается участок размером около 1 га покрытый черным пахучим, вязким илом, сквозь который пробиваются многочисленные струйки горько-соленой газированной воды с запахом сероводорода и суммарным дебитом – 8–10 л/сек. Минерализация вод составляет – 14 г/л, состав газов представлен: N – 79,20 %; CO₂ – 20,7 %; CH₄ – 0,1 % Ar – 1,762 %; He – 0,085 %.

Таким образом, флюидизаты Чадобецкого поднятия представлены разновозрастными разновидностями флюидно-эксплозивных и флюидно-инъективных образований, сформировавшихся в широком диапазоне температур и очевидно на разных горизонтах литосферы.

Положительные структуры с депрессионными кальдерами в эпицентре – весьма распространенное явление в пределах юго-западной части Сибирской платформы. К ним приурочены месторождения железорудных карбонатитов, бокситов, поля кимберлитов и лампроитов.



Анализ всех известных проявлений флюидизатных образований позволяет классифицировать данные породы по температурным параметрам:

Высокотемпературные (600–900°C) или чисто газовые – туффизиты, образованные в условиях высоких температур, при которых жидкие фазы флюидов находятся в газообразном состоянии. Цементом грубообломочного материала служат микрочастицы пепла, шлака и вулканического стекла. К этой группе, очевидно, следует относить витрокластические зювиты и тагамиты.

Среднетемпературные (300–600°C) образованные газовой-жидкими флюидами – кимберлиты, лампроиты, лампрофиры и карбонатиты

Низкотемпературные флюидизаты (100–300°C) представлены флюидно-эксплозивными бокситами, образующими диатремы брекчиевых бокситов и ошибочно интерпретируемых как «бокситоносный карст»; флюидно-инъективными породами, которые принято относить к метасоматическим образованиям, это талькиты, серпентиниты, кварциты, маршаллиты, и высокоуглеродистые образования (шунгиты, антраксолиты); а также штокверковыми – рудоносные березиты, листовениты, пропилиты.

Холодная ветвь флюидизатов (<100°C) часто ошибочно интерпретируется как продукты кор выветривания и включает следующие образования – глинистые бокситы, ферриалиты, аргиллизиты, гидротермалиты, продукты грязевого вулканизма (грязебрекчии), асфальтиты.

Литература:

Кузьмин И.А. Новые данные по бокситоносности Чадобецкого поднятия и вопросы генезиса гипергенных образований. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири: Материалы юбилейной научно-практической конференции. Красноярск, ОАО «Красноярскгеолсъёмка». 2010. С. 168-175.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕВОНСКОГО БИМОДАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА РУДНОГО АЛТАЯ (РОССИЯ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, U-Pb ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Куйбида М.Л., Нарыжнов А.В., Яковлев В.А., Михеев Е.И., Шелепов Я.Ю.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, maxkub@igm.nsc.ru

С рифтогенезом континентальных окраин, островных дуг и задуговых бассейнов связано формирование бимодальной базальт-риолитовой формации и ассоциирующих с ней вулканогенных месторождений сульфидных руд (Промыслова, 2004; Чекалин, Дьячков, 2013; Кузнецов и др., 2014; Гаськов, 2015). В Рудном Алтае формирование вулканизма и генетически связанного колчеданно-полиметаллического оруденения произошло в позднем эмсе – раннем фране, вулканизм имел антидромное развитие при существенном преобладании риолитов. Рассматриваемый бимодальный вулканизм представлен эффузивно-пирокластическими толщами и сингенетичными субвулканическими интрузиями, выделенными в мельнично-сосновский и давыдовско-каменевский вулканические комплексы. Развитие вулканизма протекало на фоне увеличения глубины морского бассейна (Нарыжнова и др., 2021), на что указывает постепенный переход от взрывных пирокласто-лавовых извержений вплоть до гомогенных «лавовых» извержений, что должно было контролироваться высоким гидростатическим давлением столба воды на значительных глубинах, более 200 м. На это также указывает и характер изменения осадконакопления от гравелитов в нижней части разреза к алевролитам в средней части и палеонтологические данные (Государственная...2001), свидетельствующие о переходе от проксимальных (прибрежных) шельфовых обстановок к дистальным (внешний шельф). Кроме этого, в



обломках осадочных пород отсутствуют явные минералогические признаки значительной транспортировки зерен и привноса чужеродного материала из континентальной части.

Изотопное U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов выполнено в лабораториях Hong Kong University (China), Kyoto University (Japan) и ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). В мельнично-сосновском вулканическом комплексе на разных участках из цирконов риолитов главной фазы получены близкие значения конкордантных возрастов: 388 млн лет (Воронеж), 389 млн лет (Караульный и Буточный) и 391 млн лет (Крючки) (Kuibida et al., 2020). Из цирконов риолитов поздних фаз получены значения возрастов ~381 млн лет (Буточный и Садовуха), что, фактически, соответствует живет-франскому возрасту. В давыдовско-каменевском вулканическом комплексе датированные цирконы дацитов показали более молодые, чем ожидалось, значения конкордантных возрастов (~368 млн лет, участки Кучеровка, Корболиха, Ключевской), что соответствует таковым из риолитов на участке Локоть, связанных с более молодым фаменским вулканизмом Рудного Алтая (~366 млн лет).

Мельнично-сосновский вулканический комплекс. Субвулканические риолиты обладают аномальными составами: SiO_2 (75–86 мас. %), Al_2O_3 (8.3–12.5 мас. %), $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (2.7–9.3 мас. %), ASI (1.05–5.6), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0.02–39.6), за счет ярко-выраженных альбитизации, калишпатизации и окремнения при взаимодействии с гидротермальными флюидами. Отношения немобильных элементов при классификации измененных пород характеризуют их, как риолиты «нормального» типа, с переходными геохимическими характеристиками между таковыми в островодужных и внутриплитных обстановках (сумма Zr, Nb, Y и Ce = 119–408 ppm, Zr = 52–378 ppm, Zn = 9–187 ppm, Ga/Al = 0.5–3.5). Это напоминает риолиты из рифтогенных зон энциалических островодужных систем, как, например, Окинава трог и Куроко рифт в тыловых частях островной дуги Рюкю и СЗ Японии (Yamada et al., 2012; Yamasaki et al., 2018), соответственно.

Давыдовско-каменевский вулканический комплекс. Изученные породы основного состава принадлежат к высоко-магнезиальной низко-калиевой толеитовой серии: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ = 0.17–4.6 мас. %, MgO = 5.15–9.5 мас. %, FeO^*/MgO = 1–2.76, при SiO_2 = 44.25–52.23 мас. %. Установлено два геохимических типа со слабоотрицательными (La/Sm_n = 0.7–1.3, Gd/Yb_n = 1.26–1.32) и слабоположительными спектрами LREEs (La/Sm_n = 1.16–1.42, Gd/Yb_n = 1.26–1.39) на участках Садовуха и Лазурка, соответственно. При сравнении с типичными островодужными толеитами, их составы характеризуются увеличенными значениями TiO_2 (0.96–1.92 мас. %), Nb/Yb (0.6–1.4), Nb/Th (0.24–0.5), Nb/La (0.29–0.45) и Ti/V (~20–50). Первый тип имеет геохимические характеристики деплетированных базальтов, как, например, из плато Ямато в Японском море; второй напоминает толеитовые базальты задуговых бассейнов, в том числе, из трога Окинава (Hirahara et al., 2015; Li et al., 2017).

Геохимическая специфика ранне-среднедевонского вулканизма Рудного Алтая и имеющиеся геологические данные указывают на возможность его формирования в рифтогенной обстановке, в переходной области между островной дугой и задуговым бассейном. Предполагается, что геодинамический режим этого временного отрезка был связан с откатом субдуцирующей плиты, подобно развитию конвергентных обстановок Западно-Тихоокеанского типа.

Работа выполнена согласно плану Государственного задания ИГМ СО РАН.

Литература:

Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. №. 2. 17–39.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Серия Алтайская, лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 2001. 174 с.



Кузнецов В. В. и др. Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа // Отечественная геология. 2014. №. 2. С. 30–38.

Нарыжнова А.В., Куйбида М.Л., Мурзина Т.Н., Яковлев В.А., Михеев Е.И. Условия образования мельнично-соснового вулканического пояса (Рудный Алтай) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы совещания. Вып. 29. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2021. С. 191–193.

Промыслова М. Ю. Новая концепция геодинамической природы девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Доклады Академии наук. 2004. Т. 399. №. 5. С. 655–657.

Чекалин В. М., Дьячков Б. А. Рудноалтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. №. 6. С. 513–532.

Hirahara Y., et al. Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. Т. 16. №. 5. С. 1324–1347.

Kuibida M. L. et al. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. Т. 81. С. 312–338.

Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong J., Aoki S., Murzina N.M., Nikolaeva I., Semenova D.V., Khlestov M., Shelepaev R.A., Kotler P.D., Yakovlev V.A., Naryzhnova A.V., 2020. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings. Gondwana Research 81. 312–338.

Li X. et al. Petrogenesis of basalt from the middle Okinawa Trough: New insights from olivine-hosted melt inclusions // Geological Journal. 2018. Т. 53. №. 6. С. 3129–3146.

Yamada R., Yoshida T., Kimura J. I. Chemical and Isotopic Characteristics of the Kuroko-Forming Volcanism // Resource Geology. 2012. Т. 62. №. 4. С. 369–383.

Yamasaki T. The role of bimodal magmatism in seafloor massive sulfide (SMS) ore-forming systems at the middle Okinawa Trough, Japan // Ocean Science Journal. 2018. Т. 53. №. 2. С. 413–436.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И МЕТАСОМАТИТЫ ДАРАСУНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Куликова З.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, Россия, kulikova@igc.irk.ru

Дарасунский рудный район находится в северной части Восточного Забайкалья и приурочен к Монголо-Охотской структуре, по которой в процессе коллизии сочленились Сибирский и Монголо-Охотский континенты (Зорин и др., 1998). Границы Дарасунского рудного района определяются Дарасунской очагово-купольной структурой с диаметром около 50 км (Зорина и др., 1986). Дарасунский рудный узел находится в центре неё и фиксируется границами Дарасунской вулкано-купольной структуры четвёртого порядка.

В центральной части рудного узла и Дарасунской очагово-купольной структуры отмечается крупный выход габброидов кручининского комплекса (PZ₂). Изотопный возраст пород 462±110 млн лет (Фёдоров и др., 1980), по другим определениям возраст ультраосновных пород 360 млн лет (Казимировский и др., 1992), а габбро и диабазов 359±91 млн лет (Казимировский и др., 1993). Состав ультраосновных пород меняется от плагиодунитов до троктолитов и оливиновых анортозитов. Биотит-пироксен-роговообманково-оливиновые габбро встречаются среди среднезернистых пироксен-роговообманковых и роговообманковых габбро и дают переходы в крупнозернистые роговообманково-пироксеновые габбро и в ультраосновные породы. Средне-крупнозернистые биотит-роговообманково-пироксеновые и биотит-роговообманковые габбро слагают небольшие тела площадью 1-2 км² неправильной, иногда дайкообразной формы



среди комплекса амфиболизированных мелкозернистых роговообманково-пироксеновых и роговообманковых габбро и диабазов.

Породы автохтонного крестовского комплекса гранитоидов среднепалеозойского возраста в пределах рудного узла отмечаются в центральной части, где вмещают рудные тела Дарасунского месторождения, на юго-западе и юго-востоке. В состав комплекса входят габбродиориты, диориты, гранодиориты и граниты, переходы между указанными породами постепенные. Изотопный возраст гранодиоритов 280 млн лет (Тимофеевский, 1972), жильной серии 320-360 млн лет (Казимировский и др., 1992). Относятся к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда (Таусон, 1977).

Аллохтонные гранитоиды олёкминского комплекса (PZ₃-MZ₁) сформировались в две фазы. В составе первой выделяются мелкозернистые лейкократовые (микроклиновые) граниты и крупнозернистые лейкократовые граниты; сиениты, граносиениты и пертитовые граниты. Вторая фаза представлена мелкозернистыми до аплитовидных биотитовыми гранитами и их контаминированными разностями. Широко развиты породы дайковой фации: гранит-аплиты, аплито-пегматиты, сиенит-аплиты, сиенит-порфиры, биотитовые граниты и лейкократовые пегматоидные граниты. По геохимическим признакам относятся к палингенным гранитам (Казимировский и др., 1998). Изотопный возраст лейкократовых гранитов 320±10 млн лет, 325 млн лет и 270 млн лет (Тимофеевский, 1972).

Комплекс дайковых меланократовых пород (PZ₃-MZ₁) объединяет дайковые породы среднего и основного состава в такой последовательности формирования – лампрофиры (спессартиты и редко вогезиты), диабазы и оливиновые диабазовые порфириты, микрогаббро и микрогаббропорфириты.

Породы амананского комплекса (Т) имеют возраст 234±8 млн лет (Рублёв и др., 1985), отмечаются на северо-западном фланге рудного узла. Первая фаза представлена диоритами и тоналитами, вторая – преимущественно крупнозернистыми порфировидными биотит-роговообманковыми гранодиоритами, гранитами и монцонитами. Третья фаза – крупно-среднезернистыми лейкократовыми субщелочными гранитами. К этому же комплексу относятся дайки и мелкие штоки мелкозернистых аляскитовых гранитов и микрогранитов, пегматитов, аплитов, гранит-порфиров.

Нерчуганский комплекс (J₁) представлен Дотулурским массивом на северо-западе Дарасунской ОКС. Породы относятся к редкометалльной щелочно-гранитовой формации, возраст 195±8 млн лет (Бескин, Казимировский, 1995). Преобладают щелочные граниты, в краевых частях массива гранит-порфиры гипабиссального и субэффузивного облика и кварцевые сиениты. К дайковым образованиям относятся пегматиты, микрограниты, гранит-порфиры, щелочные кварцевые порфиры, грорудиты, сельвсбергиты. Характерно увеличение щёлочности пород, достигающей максимума в породах нерчуганского комплекса.

По мере консервации очагово-купольной структуры на заключительном этапе в средне-верхнеюрское время палингенный гранитоидный магматизм сменяется базальтоидным – породами амуджиканского комплекса, с которыми генетически связано золотое оруденение Дарасунской рудно-магматической системы (Тимофеевский, 1959₁, 1972; Таусон и др., 1987; Прокофьев, 2000; Спиридонов и др., 2006). В пределах рудного узла породы амуджиканского комплекса представлены субвулканическими телами гранодиорит-порфиров Дарасунского месторождения и рудопроявления Кольцевой аномалии, покровами эффузивов в северной части, дайками гранодиорит-порфиров, плагиопорфиров, фельзит-порфиров, вулканических стёкол, диоритовых порфиритов, телами раннерудных (J₂) и послерудных (J₃-Cr₁) эксплозивных брекчий (Куликова и др., 1996). Возраст пород амуджиканского комплекса на Дарасунском месторождении оценивается в 175–145 млн лет, на Теремкинском месторождении 175-91 млн лет (Тимофеевский, 1972; Пахольченко и др., 1987; Плюснин и



др., 1988; Зорина и др., 1990; Зорина, Куликова, 1998; Прокофьев и др., 2000; Чернышев и др., 2012).

На Дарасунском месторождении в штоке преобладают гранодиорит-порфиры – производные высококалиевой известково-щелочной магмы (возраст 170 ± 10 млн лет). В краевой части штока отмечаются гранит-порфиры – производные высококалиевой известково-щелочной магмы (160 ± 5 млн лет), сиенит-порфиры калиевой щелочной серии (169 ± 5 млн лет) и граносиенит-порфиры шошонит-латитовой серии. В штоке и дайках есть также субщелочные диоритовые порфириты шошонит-латитовой серии (174 ± 10 и 156 ± 5 млн лет) и кварцевые диоритовые порфириты высококалиевой известково-щелочной серии (174 ± 10 и 145 ± 5 млн лет). Наиболее молодыми являются дайки аплитов шошонит-латитовой серии (возраст 145 ± 4 млн лет), секущие все остальные породы амуджиканского комплекса.

Для Теремкинского месторождения характерен широкий спектр даек сложного переменного состава с постепенными переходами вулканических стекол в фельзит-порфиры и фельзит-порфиров в плагиопорфиры. Дайки плагиопорфиров и фельзит-порфиров имеют пологое залегание и играют роль экранов, под которыми в определенных структурах, как в ловушках, локализуются рудные тел. Дайки плагиопорфиров (возраст 175 ± 5 млн лет) относятся преимущественно к шошонит-латитовой магме, единичные пробы – к высококалиевой известково-щелочной серии. Среди фельзит-порфиров выделяются дорудные (169 ± 5 млн лет) и пострудные (118 ± 4 и 112 ± 5 млн лет) разности. Преобладают породы высококалиевой известково-щелочной серии, менее шошонит-латитовой серии и отдельные пробы относятся к калиевой щелочной и известково-щелочной сериям. На месторождении выделено несколько разновидностей вулканических стёкол, которые хорошо различаются на диаграмме Rb-Sr: свежие зелёные стёкла ($Rb/Sr=3,81$, возраст 151 ± 15 млн лет), свежие бурые ($Rb/Sr=0,09$, возраст 162 ± 5 млн лет), зелёные с бурыми сферолитоподобными образованиями ($Rb/Sr=3,76$), зелёные с полосками яшмовидного «матового» стекла ($Rb/Sr=0,82$), полосчатые яшмовидные ($Rb/Sr=0,57$, возраст 132 ± 10 млн лет). Вулканические стёкла занимают преимущественно область производных высококалиевой известково-щелочной магмы, редко – калиевой щелочной, шошонит-латитовой и нормальной известково-щелочной магмы.

Месторождения выявлены в тех вулкано-структурах, в которых отмечено многократное внедрение глубинных шошонит-латитовой и преобладающей высококалиевой известково-щелочной магмы с образованием пород диоритового и гранодиоритового состава. В случаях одноактного или ограниченного числа внедрений с образованием пород кислого состава (плагиопорфиров, фельзитов, вулканических стёкол, проявленных преимущественно в вулканической фации) в современном эрозионном срезе зафиксированы только рудопроявления (Зорина, Куликова, 1996, 1997, 1998; Куликова, Зорина, 1999, 2012).

Все месторождения и рудопроявления Дарасунской рудно-магматической системы имеют один геологический возраст и близкий минеральный состав. Гидротермальная деятельность на Дарасунском месторождении протекала при температурах 600-120 С, давлениях 2040-60 бар, концентрация солей колебалась от 52.6 до 0.5 мас. % экв. NaCl (Прокофьев и др., 2000). Выделяются следующие стадии рудной минерализации: 1) кварц-турмалиновая; 2) колчеданная; 3) полиметаллическая; 4) сульфосольная с золото-сульфовисмутитовой и золото-теллуридной ассоциациями; 5) сульфоантимонитовая; 6) послерудная кварц-карбонатная. Отложение основной массы золота завершает сульфосольную стадию. Для Дарасунского и Теремкинского месторождений характерны кварц-сульфидные жилы небольшой мощности в среднем 20–40 см и значительной протяжённости – на Дарасунском месторождении до 1-2,5 км по простиранию, залегающие в габброидах кручининского комплекса, в гранодиоритах крестовского комплекса, в гранитах олёмкинского комплекса и в гранодиорит-порфирах амуджиканского комплекса.



В ходе дорудных метасоматических изменений контактовое воздействие гранодиоритовой интрузии крестовского комплекса (PZ_2) на диабазы, габбродиабазы и габбро кручининского комплекса (PZ_1) выразилось в частичном их орговиковании и в широком проявлении процессов амфиболитизации и фельдшпатизации. Особенно широко из дорудных процессов была проявлена гранитизация габброидов, которую связывают обычно с внедрением пород олёкминского комплекса (PZ_3 – MZ_1). Состав породы в ходе гранитизации меняется от субщелочных габбро до кварцевых сиенитов и гранодиоритов. В физико-химическом отношении процесс гранитизации представлял собой привнос щелочей и кремнезёма и вынос железа, магния и кальция.

Рудоотложению предшествовала прерудная пропилитизация всех вмещающих пород, охватывающая площадь рудного узла (Куликова, Зорина, 1989; Куликова и др., 2005). Возраст пропилитизированных пород по данным Rb/Sr датирования составляет 150 ± 8 млн лет (Пахольченко и др., 1987) Выделяется две фации пропилитов: актинолит-эпидотовая и хлорит-эпидотовая. Зона слабо пропилитизированных пород, относимая к актинолит-эпидотовой фации, охватывает всю площадь рудного поля. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом, карбонатом, актинолитом, альбитом, биотитом, кварцем, пиритом. В разрезах вкрест простирания рудных жил интенсивно пропилитизированные породы актинолит-эпидотовой фации отмечаются в среднем в 0,4–1,0 м от контактов рудных жил. Пропилитизированное габбро эпидот-хлоритовой фации отмечается в среднем в 0,1–0,4 м от контактов жилы. Количество вторичных минералов возрастает до 80–90 %. Число вторичных минералов уменьшается с каждой зоной метасоматической колонки на один, происходит частичное или полное замещение альбита, актинолита и других минералов более низкотемпературными карбонатом, серицитом, хлоритом. В гранитоидах процесс идёт с преобладанием серицита, но при наличии эпидота. В минерализованных зонах дробления и тектонических нарушениях развиты хлорит-эпидот-кварцевые метасоматиты, кварц-эпидотовые и кварцевые агрегаты и прожилки. В пропилитах происходит привнос Fe, Mn, Ca, Ti, реже Mg, Al, P и летучих. Пропилиты сопровождаются накоплением (в 2–20 раз) Au, Ag, Bi, Pb, V, привнесом Rb, Cs, Ba, Sr, Li.

Рудный этап начинается образованием синрудных лиственитов-березитов (по габброидам) и березитов (по гранитоидам), которые развиваются вдоль трещин в интенсивно проработанных процессом пропилитизации участках вмещающих пород. Листвениты – березиты отмечаются в контактах с жилами и во внутренних частях жил, мощность 0,1–0,5 в габбро и 0,05 в гранитоидах, в случае близкого расположения на одном участке многочисленных ветвящихся жилок мощность лиственитов возрастает до 0,8–1 м и березитов до 0,3 м. В составе варьируют разные количества кварца, серицита, хлорита, карбоната. Возраст березитов-лиственитов 144 ± 10 млн лет (Пахольченко и др., 1987), 161 ± 3 и 158 ± 3 млн лет (Чернышев и др., 2012), оруденение по данным Rb-Sr метода завершилось 110 млн лет назад, по данным Sm-Nd метода – изотопный возраст оруденения 99 ± 18 млн лет (Прокофьев и др., 2006). В лиственитах отмечается привнос K, Fe, Al, реже Ca, в березитах – K, Si, O. В лиственитах-березитах идёт интенсивное (в 100–1000 раз) накопление Au, Ag, Pb, Zn, Cu, As, Bi, V, Sb, повышаются содержания Rb, Cs, Li. В разрезах вкрест простирания жил максимальные содержания отмечаются в 0–0,1 м от контакта с жилой в лиственитах-березитах. В ходе перераспределения вещества в рудном процессе в 0,2–0,4 м от контактов содержания золота и других элементов уменьшаются (обычно в пропилитах хлорит-эпидотовой фации), а на удалении 0,6 м возрастают.

Литература:

Бескин С.М., Казимировский М.Э. Щелочно-гранитный магматизм Дарасунского рудного района и его перспективы в отношении редкометалльно-редкоземельного оруденения // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск. 1995. Т. 2. С. 12–15.



Зорин Ю.А., Беличенко В. Г., Рутштейн И. Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектонические позиции рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1578–1586.

Зорина Л.Д., Гулина В.А., Куликова З.И., Санина Н.Б., Романов В.А., Андрулайтис Л. Д. Дарасунская рудно-магматическая система // Геохимия в локальном металлогеническом анализе: Тезисы докладов Всесоюз. симпозиума. Новосибирск. 1986. С. 83–84.

Зорина Л.Д., Смирнов В.Н., Куликова З.И. Использование К-Аг дат для обоснования этапности развития Дарасунского рудного района (Восточное Забайкалье) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 188–190.

Зорина Л.Д., Куликова З.И. Малые интрузивные тела мезозойского возраста Дарасунской золоторудной системы (Восточное Забайкалье) // Закономерности эволюции земной коры: Тезисы докладов международной конференции. Санкт-Петербург. 1996. Т. 2. С. 87.

Зорина Л.Д., Куликова З.И. Геологические, петрохимические и геохимические особенности как свидетельства многоактного формирования Дарасунского штока (Восточное Забайкалье) // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенезиса, корреляции, геологической картографии: Информ. материалы Шестого Восточно-Сибирского регионального петрограф. совещ. Иркутск, 1997. С. 100.

Зорина Л.Д., Куликова З.И. Рудогенерирующий магматизм и золотое оруденение Дарасунского рудного узла в Восточном Забайкалье // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тез. докл. Чтений им. А. Н. Заварицкого. Екатеринбург. 1998. С. 68–70.

Казимировский М.Э., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н., Фефелов Н.Н. Геохимические особенности и изотопный возраст пород ядра Дарасунской тектономагматической структуры (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 65–70.

Казимировский М.Э., Зорина Л.Д., Куликова З.И. Эволюция палеозойского ультраосновного и основного магматизма Дарасунского рудного района // Отечественная геология. 1993. № 9. С. 54–60.

Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова В.Н. Геохимические свидетельства субдукционной природы палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлогенич. совещ. Иркутск: ИГХ СО РАН. 1998. С. 270–272.

Куликова З.И., Зорина Л.Д. Метасоматические изменения вмещающих пород месторождения золото-кварц-сульфидной формации // Геология и геофизика. 1989. № 3. С. 64–67.

Куликова З.И., Гулина В.А., Зорина Л.Д. Индикаторная роль эксплозивных брекчий в генезисе Теремкинского месторождения (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 61–72.

Куликова З.И., Зорина Л.Д. Эндогенные геохимические поля Дарасунского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых: Межвуз. сб. науч. трудов. Вып. 23. Иркутск: ИрГТУ. 1999. С. 146–159.

Куликова З.И., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Околорудные метасоматиты Дарасунской и Карийской золоторудно-магматических систем (Восточное Забайкалье) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: Материалы научной конференции. Иркутск: изд-во Института географии СО РАН, 2005. Т. 2. С. 3–5.

Куликова З.И., Зорина Л.Д. Рудогенерирующие гранитоиды амуджиканского комплекса Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания, посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск: изд-во Института географии СО РАН, 2012. Т. 3. С. 87–90.

Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С. Первые Rb-Sr даты для метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 5. С. 1219–1223.

Плюснин Г.С., Зорина Л.Д., Пахольченко Ю.А., Николаев В.М., Калмычкова Т.Н. Изотопы стронция, свинца и серы в процессах рудообразования в связи с латитовым магматизмом (на примере Дарасунской рудно-магматической системы в Забайкалье) // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука. 1988. С. 193–211.



Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Матель Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 526–548.

Прокофьев В. Ю., Бакшеев И. А., Зорина Л. Д., Белявский В. В., Бортников Н. С. Первая оценка возраста золотых руд месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) Sm-Nd методом // Доклады РАН. 2006. Т. 405. № 5. С. 673–676.

Рублёв А.Г., Александров С.В. и др. Геохронология фанерозойского магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Сов. геология. 1985. № 10. С. 81-92.

Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2006. 291 с.

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

Таусон Л.В., Гундобин Г. М., Зорина Л. Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987. 202 с.

Тимофеевский Д.А. О фаціальности рудоносных малых интрузий и о рудоконтролирующей роли трубок взрыва газов Дарасунского рудного узла Восточного Забайкалья // Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов. Труды ЦНИГРИ. М., 1959₁. Вып. 4. С. 115–136.

Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра. 1972. 260 с. (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 98).

Федоров М.В., Чухонин Л.П., Хорева Б.Я. Этапы образования метаморфических и гранитоидных формаций западной части Становой области по геолого-радиологическим данным // Труды ВСЕГЕИ, новая серия. Л., 1980. Т. 307. С. 103–107.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О., Баирова Э.Д., Еремина А.В. Возраст и источники магматизма и золоторудной минерализации Дарасунского рудного поля, Восточное Забайкалье (Россия): данные Rb-Sr, K-Ar и Pb-Pb (MC-ICP-MS) методов // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва. ИГЕМ РАН. 2012г. С. 364–366.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД РАЗНЫХ СВИТ, ВМЕЩАЮЩИХ РУДНЫЕ ТЕЛА МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОРЕННОГО ЗОЛОТА БОДАЙБИНСКОГО РАЙОНА

Куликова З.И., Вострецов В.И.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, Россия,
kulikova@igc.irk.ru, vostretsovadim@gmail.com*

В основу доклада положены предварительные итоги работ последних лет в Бодайбинском районе Иркутской области. Изучались петрографические особенности пород разных свит, вмещающих золотое оруденение на месторождениях и рудопроявлениях Чёртово Корыто (михайловская свита, PR_1), Верхнее-Угаханское (бужуихтинская свита, R_2), Голец Высочайший и Светловское рудное поле (хомолхинская свита, R_3), Ыканское и Красное (аунакитская свита, V_1) и Ожерелье (догалдынская свита, V_2). Была дана петрографическая характеристика пород этих свит и ведётся работа по изучению петрохимических и геохимических параметров указанных свит и определению изотопного возраста пород.

Михайловская свита (PR_1) отмечалась на месторождении Чёртово Корыто, которое входит в состав Кевактинского рудного узла (Кучеренко и др., 2008). Рудная залежь залегает в толще углеродистых терригенных сланцев михайловской свиты нижнепротерозойского возраста мощностью до 1200м, образующей пологую синклиналиную складку. Все рассмотренные породы принадлежат к михайловской свите, сложенной слоями ритмично



чередующихся разномерных углеродистых метапесчаников, метаалевролитов и метааргиллитов, испытавших региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации на уровне начального амфибол-турмалин-мусковит-биотитового парагенезиса. Просмотренные породы можно разделить на две группы в зависимости от исходного субстрата: 1) углеродсодержащие альбит-карбонат-серицит-кварцевые микросланцы, образованные по песчаникам, алевропесчаникам, алевролитам; 2) углеродсодержащие микросланцы преимущественно серицитового состава, образованные по аргиллитам. В них сохраняются отчасти минеральный состав обломочной фракции, текстуры и структуры осадочных пород. Практически во всех просмотренных шлифах присутствуют рудные прожилки, линзы, гнезда и вкрапленность сульфидов, чаще пирита, арсенопирита и пирротина.

Бужуихтинская свита (R_{2-3}) вмещает оруденение Верхне-Угаханского рудопроявления Хомолхинского рудного узла (Иванов, 2014). Породы бужуихтинской свиты на Верхне-Угаханском месторождении представлены углеродсодержащими мелко-среднезернистыми преимущественно кварцевыми метапесчаниками; сильно рассланцованными средне-мелкозернистыми углеродсодержащими известковистыми метапесчаниками с обломками полевошпат-карбонат-кварцевого состава, с редкими реликтами микрофитоцитов и цементом с серицитом и углеродистым веществом; рассланцованными крупнозернистыми углеродистыми метапесчаниками с карбонат-полевошпат-кварцевыми и полевошпат-кварцевыми обломками, цементом с серицитом и углеродистым веществом и с микрофитолитами. Песчаники переслаиваются с прослойками бурошпатизированных углеродистых алевролитов и алевросланцев (хлорит)-(карбонат)-кварц-серицитового и (карбонат)-серицит-кварцевого состава и с прослойками бурошпатизированных углеродистых филлитовидных сланцев и филлитов. Оруденение Верхне-Угаханского рудопроявления локализуется в первой пачке верхней подсвиты бужуихтинской свиты, где представлены все варианты перечисленных выше пород. Широко развиты процессы бурошпатизации в виде ромбодрических кристаллов анкерита и, возможно, доломита, особенно в углеродистых слюдисто-кварцевых сланцах, связанные с формированием зоны рассланцевания при линейной складчатости. Во многих шлифах в метапесчаниках и реже в алевросланцах отмечаются редкие хорошо сформированные микрофитоциты и обломки микрофитоцитов. По морфологии и размерам были определены следующие группы микрофитоцитов: *Osagiacf. Tchaica Jak*, *Osagiacf. composita Z. Zhur.*, *Osagiacf. libidinosa Z. Zhur.* и *Osagiadiv. sp.* (Дольник, 2000).

Все вмещающие породы подвержены катаклазу, рассланцеванию, перекристаллизации. Рудные процессы проявляются в виде линзообразных вкраплений или тонких прожилковидных прослоек, состоящих из сростков зёрен пирротина, сопровождаемых кварцем, карбонатом, хлоритом, мусковитом и приуроченных чаще к метапесчаникам близ контакта их с алевросланцами и филлитовидными сланцами. Реже встречаются мелкие кристаллы пирита. Более поздней является пиритовая минерализация в виде крупных кубических кристаллов, «наложенных» на все остальные минералы. В ашлифах отмечаются также халькопирит, галенит, сфалерит, пентландит. Рудные процессы наиболее интенсивно проявлены в участках тонкого переслаивания пород с разной крупностью зёрен и большим содержанием углеродистого вещества.

Хомолхинская свита (R_3) изучалась на месторождении Голец Высочайший, отчасти на Сухом Логе и Светловском рудном поле. Месторождение Голец Высочайший входит в состав Хомолхинского рудного узла, в структурном отношении локализовано в пределах Каменской флексуры, деформирующей нормальное крыло Имняхской синклинали (Иванов, 2014). На Гольце Высочайшем породы представлены нижней подсвитой, сложены углеродистыми алевросланцами серицит-карбонат-кварцевого состава; филлитовидными углеродистыми микросланцами серицит-кварцевого состава с примесью карбоната и



хлорита; углеродсодержащие филлитами карбонат-кварц-серицитового иногда с хлоритом состава. Часто отмечаются переходы между прослойками этих пород в пределах одного шлифа. Породы метаморфизованы в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Рудная минерализация проявлена по всему вертикальному разрезу месторождения Гольца Высочайшего. Рудная зона залегает преимущественно в породах первой пачки нижней подсвиты хомолхинской свиты. Встречаются: 1) вкрапленность пирита; 2) линзовидные скопления, в центре которых находятся крупные зерна пирротина, окруженные кварцем и карбонатом, реже хлоритом, а по краю – часто кайма из зернышек рутила, и которые по длинной оси ориентированы по направлению сланцеватости, реже в таких образованиях встречается и пирит; 3) в рудном интервале сульфидные с кварцем прожилки, сложенные крупными зернами пирита, реже пирротина, кварцем, хлоритом, карбонатами, гидроокислами железа, реликтивными кристалликами акцессорного турмалина, частицами углеродистого вещества, чешуйками серицита и реликтами углеродистого филлита, обогащенного серицитом; 4) более поздние кварцевые прожилки.

Светловское рудное поле относится к Тунгусскому рудному узлу, который находится на восточном фланге Маракано-Тунгусской рудоконтролирующей зоны рассланцевания, с которой связаны также месторождения Сухой Лог, Вернинское, Невское и Ожерелье. В геологическом строении рудного поля принимают породы рифей-вендского возраста угаханской, хомолхинской, имняхской, аунакитской, вачской и анангрской свит. На западном фланге месторождения породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, в центре и на восточном фланге, где отбирались просмотренные породы, метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Породы хомолхинской свиты, включающие оруденение на участке Спектральный, сложены тонкими прослойками углеродистых бурошпатизированных филлитов и филлитовидных сланцев хлорит-карбонат-серицит-кварцевого состава; углеродистых бурошпатизированных алевросланцев и рассланцованных песчанистых алевролитов; углеродистых сланцев, развитых по бурошпатизированным метаалевропесчаникам и мелкозернистым, средне-мелкозернистым и мелко-среднезернистым песчаникам. Химический состав пород, судя по данным визуального полуколичественного атомно-эмиссионного анализа, сходен, отличия незначительны. От филлитов к метапесчаникам незначительно растёт количество кремния от 29 % до 34 %. Уменьшаются содержания Al от 8 % до 5 %, Mg от 2,1–2,4 до 1,2 %, Fe от 7,1 до 5,5 %, Ba, Ti. Содержания Mg и Ca незначительно возрастает в алевросланцах соответственно до 2,4 % и 0,96 %, а затем вновь уменьшаются. Количества Na и K меняются мало, чуть выше в алевросланце. Иногда появляются тонкие прослойки углеродистых известковисто-слюдистых сланцев мусковит-кварц-кальцитового состава, образованных по углеродистому известковистому песчанику. Мощность отложений хомолхинской свиты 1100-1250 м. Породы бурошпатизированы, что выражается в образовании порфиробластов (пойкилобластов) железо-магнезиально-кальциевого карбоната (предположительно анкерита). В мелкозернистых филлитах и филлитовидных сланцах бурошпатизация обычно более обильная, в метапесчаниках проявлена слабее. Встречаются также единичные порфиробласты бледно-зелёного клинохлора. Почти во всех шлифах углеродистых филлитов, филлитовидных сланцев, алевросланцев, рассланцованных песчанистых алевролитов отмечаются сравнительно крупные типа порфиробластов зёрна рутила призматической формы. По скважине с глубины 154,8 м от устья скважины рутил начинает постепенно сменяться ильменитом. В нижней части скважины появляется биотит.

Вторичные изменения заключаются в окварцовании, хлоритизации, мусковитизации, сульфидизации. Крупные рудные вкрапления отмечаются обычно в более крупнозернистых прослойках, но близ контакта с филлитами. Преобладают вкрапления неправильно-



линзовидной и прожилковидной формы, по длинной оси расположенные по сланцеватости и сложенные сростками зёрен пирротина, кварцем, карбонатом, хлоритом, мусковитом, рутилом. В линзовидных скоплениях также может присутствовать пирит, как правило, более поздний, чем пирротин, и, судя по описаниям образцов, могут появляться арсенопирит и халькопирит. Повсеместно в образцах, реже в шлифах отмечаются единичные крупные кристаллы пирита с квадратными сечениями и их сростки.

Аунакитская свита (V_1) отмечалась на рудопроявлении Красное (Артёмовский рудный узел) и на Ыканском месторождении. Ыканское месторождение относится к Мараканскому рудному узлу (Иванов, 2019). В структурном отношении приурочено к юго-западному крылу Маракано-Тунгусской синклинали, осложнённой системой зон расланцевания надвиговой природы. Оруденение локализовано в породах верхнеаунакитской подсвиты аунакитской свиты. Породы были метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Мало изменённые сланцы аунакитской свиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма можно наблюдать на Шушуканском рудопроявлении, расположенном в 6 километрах от Ыканского месторождения. Породы там представлены сланцами биотит-хлорит-цоизит-гранат-кварцевого состава, развитыми, видимо, по песчанику, и несколько иными углеродистыми сланцами хлорит-гранат-мусковит-кварцевого состава, образованными по аргиллитам и алевrolитам.

Породы в той или иной степени уже подвержены диафторезу, который усиливается на Ыканском месторождении, где более высокотемпературные гранат, биотит, цоизит и другие минералы почти полностью замещены мусковитом, хлоритом, идёт окварцевание и перераспределение углеродистого вещества. В строении месторождения Ыканское принимают участие следующие породы: углеродистые кварц-мусковитовые сланцы, углеродистые и безуглеродистые кварц – хлорит – мусковитовые метапесчаники, углеродистые кварциты, кварцевые и кварц – полевошпатовые жильные породы. В верхнеаунакитской подсвите выделяются три пачки, вторая «чёрная» пачка мощностью 50 метров сложена переслаивающимися углеродистыми мелкозернистыми и тонкозернистыми метапесчаниками и чёрными углеродистыми слюдисто-кварцевыми сланцами. В основании третьей «серой» пачки находится горизонт слабо углеродистых гранатовых сланцев мощностью 25 метров с прослоями безуглеродистых серых мелкозернистых кварцевых песчаников мощностью до первых сантиметров. Породы диафторированы – гранат замещён хлоритом, мусковитом, кварцем. Эти породы были экраном для растворов. Породы верхней части «чёрной» пачки и нижняя часть горизонта гранатовых диафторитов мощностью до 1 метра интенсивно переработаны и вмещают золотое оруденение. Сульфидная минерализация представлена преимущественно пирротинном и пиритом в виде пирит-пирротинной вкрапленности и линзовидных вкраплений преимущественно пирротина, по длинной оси расположенных по сланцеватости. В единичных зёрнах отмечаются халькопирит и в нижней части рудного пласта арсенопирит. Содержание сульфидов достигает 5-8%. Также часто встречаются мелкие зёрнышки магнетита.

Догалдынская свита (V_2) на месторождении Ожерелье также на площади Мараканского рудного узла слагает ядро синклинали, крылья синклинали сложены породами аунакитской, вачской, анагрской и догалдынской свит. Все породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Наименее изменённая рудными процессами порода представлена углеродсодержащими сланцами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма сложного состава: порфиروبласты представлены биотитом и гранатом, в основной ткани отмечаются кварц, мусковит, карбонат, хлорит, клиноцоизит, биотит, ильменит.

Из стенки карьера было отобрано два разреза вкрест простирания рудных жил, приуроченных к контакту трёх разных пород, образованных в ходе вторичных гидротермально-метасоматических процессов и диафтореза по сланцам более высокой



степени метаморфизма. В верхней части разреза отмечаются углеродсодержащие сланцы хлорит-мусковит-карбонатного состава. Ниже по стенке карьера идут карбонатно-кварцевые рудные жилы и прожилки с вкраплениями мусковита и калиевого полевого шпата и единичными мелкими зёрнышками лимонитизированных сульфидов. Далее породы представлены углеродсодержащими сланцами хлорит-кварц-мусковит-карбонатного состава. Ниже расположены основные рудные карбонат-кварцевые жилы с вкраплениями мусковита и рудных минералов, с ответвлениями и прожилками. Под лежащим контактом основных рудных жил и до полотна карьера отмечаются углеродистые сланцы хлорит-слюдистого состава с порфириобластами биотита, часто в линзовидных очковых скоплениях вместе с кварцем, иногда с хлоритом и примесью углеродистого вещества. В основной ткани отмечаются мусковит, кварц, хлорит, единичные чешуйки биотита, углеродистое вещество (микрографит). Около рудной жилы порфириобласты биотита замещены и порода представлена углеродсодержащим сланцем кварц-хлорит-мусковитового состава с редкими вкраплениями лимонитизированных сульфидов. На месте порфириобластов биотита в этой породе находятся линзообразные, веретенообразные, прожилковообразные скопления хлорита и кварца с частицами углеродистого вещества, а в основной ткани преобладает тонкочешуйчатый мусковит. Кроме кварцевых жил и прожилков рудные процессы повсеместно представлены линзовидными вкраплениями сростков зёрен пирротина, иногда встречаются также халькопирит в интерстициях в пирротине и зёрна пирита, замещающего пирротин. Много гидроксидов железа по пирротину.

Литература:

Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы / отв. ред. д. г.-м. н. В.Г. Беличенко. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «Гео». 2000. 320 с.

Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2014. 215 с.

Иванов А.И. Месторождение Ыканское – новый тип коренных месторождений золота сульфидного типа в Бодайбинском рудном районе Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. 2019. № 1 (34). С. 27–36.

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Петролого-геохимические черты рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чёртово Корыто (Патомское нагорье) // Геология и полезные ископаемые. Известия Томского политехнического университета. 2008. Т. 312. № 1. С. 11–20.

ЦИРКОНОМЕТРИЯ МЕТАГРАНИТОИДОВ ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВОГО МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Куликова К.В., Удоратина О.В., Шуйский А.С.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, fopolina1@yandex.ru

К настоящему времени установлено, что во внутренней структуре марункеуского комплекса хребта Марункеу в районе Слюдяной горки на Полярном Урале наблюдается довольно большое разнообразие пород. Преобладающими породами являются мигматитовые blastsмилонитовые кварц-полевошпатовые гнейсы, включающие будинообразные и пластовые тела апобазальтовых и аподолеритовых эклогитов и амфиболитов, субстратом для которых была вулканогенно-осадочная толща. Данная полосчатая толща содержит мелкие тела метагранитоидов. Подчиненное развитие имеют гипербазиты (плагноклазовые и гранатовые перидотиты) и габбронориты, характеризующиеся постепенными переходами к



эклогитам, и метасоматические эклогиты, формирующие блоки в общем полосчатом матриксе марункеуского комплекса (Русин и др., 2001; Удовкина, 1985; Эклогиты..., 1989).

Нами были выделены цирконы из трех мелких тел метагранитоидов. PU11 – гранат-мусковитовый плагиогнейс ($\text{SiO}_2=73.06$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=13.98$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}=2.8$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}=4.03$ мас. %). PU29 – гранат содержащий мусковитовый гранит ($\text{SiO}_2=77.72$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=10.77$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}=5.6$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}=2.25$ мас. %). PU35 – гранито-гнейс ($\text{SiO}_2=74.26$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=13.22$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}=4.67$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}=4.43$ мас. %).

Абсолютный возраст выделенных зерен циркона определялся U-Pb методом по единичным зернам на ионном микрозонде SHRIMP PG в Стэнфордском Университете США (см. таблицу).

При выполнении геохронологических исследований цирконов из метагранитоидов была проведена оценка температур формирования цирконов по содержанию в нем титана (Watson et al., 2006). Температуры формирования продатированных нами цирконов варьирует в интервале 736–938°C (обр. PU11), 667–738°C (обр. PU29), 657–795°C (обр. PU35).

Был изучен состав REE цирконов. В основном, исследованные цирконы имеют спектры распределения нормированных к хондриту концентраций с положительной Ce аномалией и достаточно выраженным увеличением тяжелых элементов относительно легких (рис. 1), что характерно для цирконов магматического генезиса (Hoskin and Schaltegger, 2003). Ярким примером являются спектры распределения магматических цирконов из мусковитового гранита (обр. PU29), отражающих позднюю стадию (до времени с абсолютным возрастом 520 млн лет) формирования протоуралид-тиманид (рис. 1 б, табл. 1).

Таблица 1. Возраст (млн лет) и температуры кристаллизации (°C) в исследованных цирконах.

| PU11 | T | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | PU29 | T | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | PU35 | T | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ |
|------|-----|----------------------------------|------|-----|----------------------------------|------|----------------|----------------------------------|
| 5.1 | 888 | 357±5 | 8.1 | 667 | 536±7 | 7.1 | 944 | 438±7 |
| 6.1 | 853 | 484±7 | 7.1 | 719 | 540±10 | 6.1 | 725 | 484±6 |
| 3.1 | 797 | 498±7 | 6.1 | 738 | 545±10 | 2.1 | 743 | 497±8 |
| 2.1 | 863 | 500±6 | 4.1 | 703 | 556±9 | 8.1 | 733 | 501±9 |
| 5.2 | 938 | 502±6 | 2.1 | 690 | 552±11 | 5.1 | 686 | 520±20 |
| 4.1 | 923 | 517±7 | 9.1 | 737 | 558±9 | 9.1 | 776 | 520±7 |
| 7.1 | 736 | 527±10 | 10.1 | 765 | 561±9 | 1.1 | 795 | 528±7 |
| 1.1 | 849 | 549±8 | 1.1 | 740 | 547±10 | 4.1 | 659 | 537±9 |
| 8.1 | 766 | 550±11 | 3.1 | 673 | 573±8 | 3.1 | 868 | 536±7 |
| 9.1 | 791 | 554±7 | 5.1 | 691 | 576±9 | 10.1 | 657 | 540±7 |

Примечание. Зачеркнуты некорректные значения. PU11 – гранат-мусковитовый плагиогнейс, PU29 – гранат содержащий мусковитовый гранит, PU35 – гранито-гнейс.

Выполживание Ce положительной аномалии в спектрах распределения является критерием метасоматических цирконов (Hoskin, 2005). Такие спектры с соответствующими им более молодыми возрастными (см. табл. 1, рис. 1 а, рис. 1 в) характерны для гранито-гнейса (обр. PU35) и плагиогнейса (обр. PU11).

Цифра возраста 357 млн лет точки 5.1 (обр. PU11) соотносится с возрастом 353–362 млн лет, полученным по единичным метаморфическим (округлая форма) цирконам из жильных эклогитов марункеуского комплекса (Glodny et al, 2004).

Литература:

Русин А. И., Аустрхайм Х., Глодни И. Метагранитоиды и кварц-полевошпатовые гнейсы в эклогитовой фации (хр. Марун-Кеу, Полярный Урал) // Ежедневник-2000. Институт геологии и

геохимии им. Акад. А. Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 2001.

Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 257 с.

Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 78 с.

Glodny, V. Pease, P. Montero, H. Austrheim & A. I. Rusin. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin/ Gee, D. G. & Pease, V (eds) 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society. London. Memoirs. 30. 87–105.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69. No. 3. P. 637–648.

Hoskin P.W.O. and Schatlgteger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy & geochemistry*. 2003. V. 53. P. 27–62.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006. V. 151 (4). 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>.

Hoskin P.W.O. and Schatlgteger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy & geochemistry*. 2003. V. 53. P. 27–62.

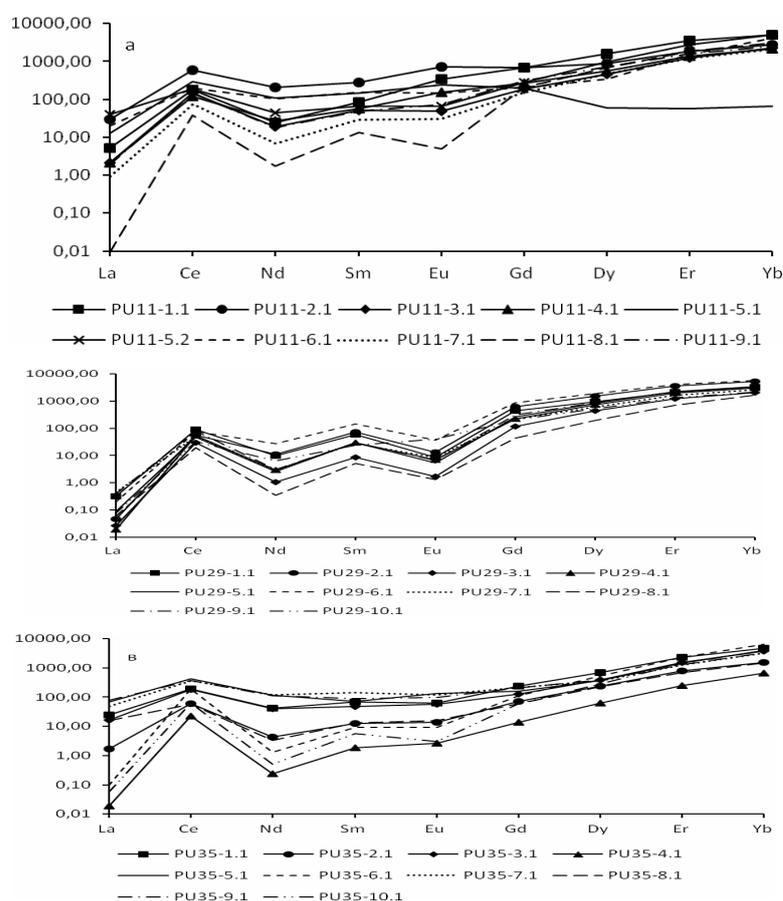


Рис. 1. Распределение REE в цирконах метагранитоидов марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал): образцы а) PU11 – гранат-мусковитовый плагиогнейс, б) PU29 – мусковитовый гранит, в) PU35 – гранито-гнейс. Содержания REE в цирконе нормированы на содержания в хондрите.



ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ СИЛИКАТНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В Os-Ir-Ru МИНЕРАЛАХ РОССЫПИ АДАМСФИЛД, ТАСМАНИЯ

Кутырев А.В.¹, Каменецкий В.С.¹, Крючкова Л.Ю.²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,
anton.v.kutyrev@gmail.com*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
kryuchkova.2106@gmail.com*

В работе исследованы силикатные включения в минералах платиновой группы (МПП) россыпи Адамсфилд (Тасмания) и проведено сравнение этих включений с точки зрения современных представлений об образовании аналогичных включений в хромшпинелиде офиолитовых гипербазитов (Vorisova et al., 2012).

Россыпной узел Адамсфилд – единственный в мире объект, на котором Os, Ir и Ru добывались в качестве основного, а не попутного компонента. В период между 1910 и 1950 годами здесь было суммарно добыто 964 кг Os, Ir и Ru (Peck et al., 1992; Twelvetrees, 1914; Reid, 1921). Силикатные включения, отличающихся высоким содержанием SiO₂, Na, K, H₂O и ряда других компонентов описываются исследователями в хромшпинелиде дунитов и гарцбургитов, в МПП офиолитовых хромититов (Дмитренко и Мочалов, 1989; Мочалов, 2001). Включения оливина и двух ортопироксенов (низко- и высококальциевого) в Os-Ir-Ru минералах россыпного узла Адамсфилд (Тасмания) описаны в статье (Peck et al., 1992), авторы полагают, что они образовались в результате прямой кристаллизации МПП из бонинитового расплава, содержавшего фенокристы оливина и ортопироксена (Peck et al., 1992).

Изученная в настоящей работе коллекция представлена сотнями зёрен, размер которых колеблется от десятых долей до первых миллиметров. Около 90 % из них приходится на Os-Ir-Ru минералы, остальные 10 % – на изоферроплатину. Изученные зёрна слабоокатаны, у некоторых проявлена кристаллическая огранка, в редких встречаются случаях срастания с хромшпинелидом (рис. 1 а). Средний состав самородного осмия по данным микросондового анализа – 52.9 мас. % Os, 41.2 мас. % Ir и 6.4 мас. %, вариации незначительны. Другие минералы системы Os-Ir-Ru – самородный иридий и самородный рутений – встречаются значительно реже. Самородный иридий образует включения в самородном осмие (рис. 1 б, г), а самородный рутений был встречен исключительно в виде ориентированных включений в изоферроплатине. Другие минералы представлены лауритом, ирарситом, холлингвортитом, сульфидами родия, и арсенидом родия и палладия.

Более половины изученных россыпных зёрен содержат полиминеральные силикатные включения. Оливин образует отдельные включения округлой формы и не встречается совместно с другими силикатами, хотя есть и зёрна, в которых можно рядом увидеть полиминеральное и оливиновое включения. Наряду с минералами, установленными предшественниками – ортопироксеном и оливином – в состав включений могут входить амфибол, по составу отвечающий паргаситу, кварц, альбит, анортит и слюды. При этом, амфибол и кварц слагают подавляющее большинство включений, встречаясь значительно чаще ортопироксена или оливина. В нескольких случаях, амфибол-кварцевое включение выполняет только часть гексагональной пустоты в самородном осмие, а другая её часть выполнена самородным иридием (рис. 1 б, г). Подобные взаимоотношения указывают на сингенетичность образования самородного иридия и амфибол-кварцевых включений. Кроме того, полиминеральные включения были обнаружены в изоферроплатине (рис. 1 д). В этом случае, они имеет в сечении прямоугольную форму, что соответствует кубической симметрии изоферроплатины. Состав их отличается от включений в осмии большей ролью натриевых минералов. Пример состава: амфибол+кварц+альбит (рис. 1 д). Большая их часть

в сечении имеет гексагональную форму, соответствующую симметрии самородного осмия, и потому, вероятно, отвечает отрицательным кристаллам (рис. 1 б-г, рис. 2).

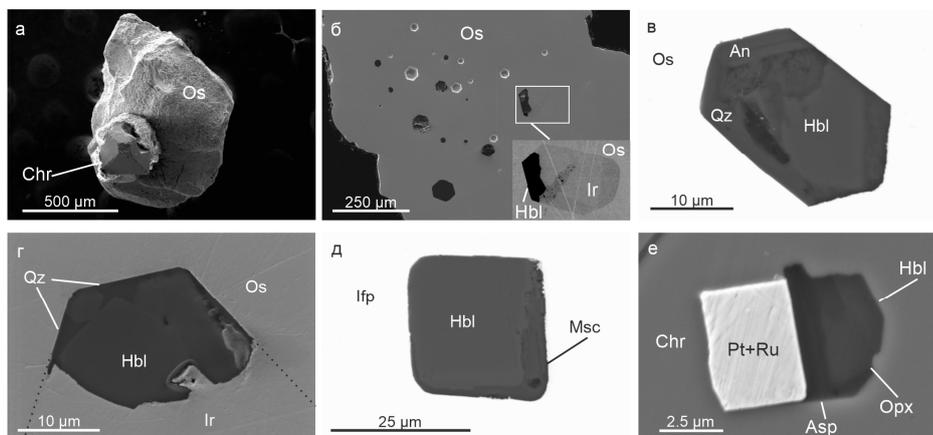


Рис. 1. Зёрна МПГ из россыпного узла Адамсфилд (а-д) и хромититов Хезлвуд Ривер Комплекс (е). Изображения во обратно-рассеянных (в, д) и вторичных (все остальные) электронах. На изображении (г) пунктиром обозначена граница между самородным осмием и самородным иридием.

Распределение силикатных включений в самородном осмии было исследовано методом рентгеновской микротомографии. Сканирование нескольких зерен осмия проводилось с разрешением 1,2 мкм на микротомографе Bruker SkyScan 1172 в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. Для получения приемлемых результатов при сканировании таких плотных объектов как осмий (плотность 22,6 г/см³) использовались дополнительные фильтры и пятисекундная экспозиция. Все исследованные зерна осмия содержат включения размером от 5 до 100 мкм, количество включений различается от зерна к зерну и может доходить до нескольких десятков. Включения неравномерно распределены в зернах, наблюдаются отдельные относительно крупные включения гексагональной или округлой формы и скопления совсем мелких включений. Основная часть включений расположена в центре зерен (рис. 2).

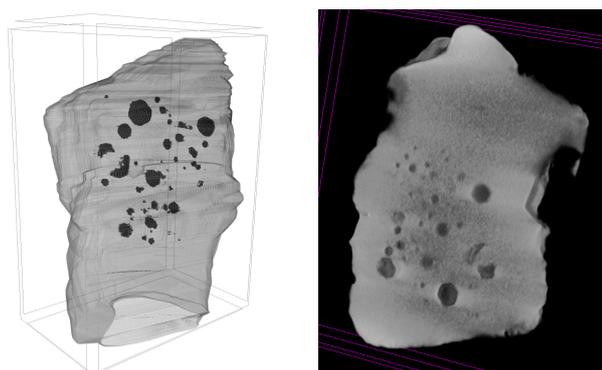


Рис. 2. Микротомографические 3D-изображения распределения включений в зерне осмия.

В хромититах массива Хезлвуд Ривер Комплекс встречены включения МПГ размером в первые микрометры (рис. 1е). Они представлены сростаниями двух минералов – изоферроплатины и самородного рутения, по морфологии и составу близкими к аналогичным сростаниям из россыпей. Совместно с силикатами (амфибол, аспидолит, ортопироксен) они образуют включения в хромшпинелиде.



Особенности МПГ россыпного узла Адамсфилд и Хезлвуд Ривер Комплекс позволяют сделать следующие выводы: 1) Обнаружение амфибола, кварца и других минералов, не описанных предшественниками, накладывает ограничение на предложенные ими интерпретации (Peck et al., 1992); 2) Совместное заполнение отрицательных кристаллов водосодержащими силикатами и иридием, а также, сонахождение МПГ и водосодержащих силикатов во включениях из коренных хромититов Хезлвуд Ривер Комплекс свидетельствует о сингенетичности полиминеральных включений и значительной части МПГ; 3) Присутствие в пределах одного и того же зерна высокомагнезиального оливина и полиминеральных включений говорит либо о крайней неомогенности среды, в которой происходила минерализация, либо о многоактности этого процесса. Предложенная для хромититов офиолитов Омана модель многоактного образования хромититов, подразумевающая, в том числе, и субсолидусную (~600° С) кристаллизацию хромшпинелида и включений в нём (Borisova et al., 2012) может подсказать правильное направление для интерпретации описанных в настоящей работе минералогических парадоксов.

Материалы, положенные в основу этой работы, попали в наше распоряжение благодаря содействию профессора Дэвида Грина, которому мы искренне благодарны. Большую помощь в подготовке и анализе образцов оказали Майя Каменецкая и Карстен Гёманн.

Литература:

Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // Journal of Petrology. 2012. Т. 53. № 12. С. 2411–2440.

Peck D.C., Keays R.R., Ford R.J. Direct crystallization of refractory platinum-group element alloys from boninitic magmas: Evidence from Western Tasmania // Australian Journal of Earth Sciences. 1992. Т. 39. № 3. С. 373–387.

Reid A.M. Osmiridium in Tasmania. Geological Survey of Tasmania Bulletin. 32. 1921. 123 с.

Twelvetrees W.H. The Bald Hill osmiridium field. Geological Survey of Tasmania Bulletin. 17. 1914. 14 с.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиноидных минералах и хромшпинелидах ультрамафитов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1207–1211.

Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России. Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ. 2001. 296 с.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЭКЛОГИТОВОГО ГРАНАТА В МЕГАКРИСТЫ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА, РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА. АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Лебедева Н.М.^{1,2}, Носова А.А.^{1,2}, Сазонова Л.В.^{1,2,3}

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, namil@mail.ru

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

Мегакристами называют крупные кристаллы, имеющие специфический, отличающийся от минералов из ксенолитов и самого кимберлита, состав. Существует две основные

гипотезы происхождения мегакристов: (i) что они являются продуктом фракционной кристаллизации астеносферных силикатных магм, в нижних частях литосферной мантии (Merry, Roex, 2007; Solov'eva et al., 2008); (ii) мегакристы образуются при метасоматозе ранних «застрявших» кимберлитовых расплавов при их подъеме и продвижении сквозь литосферную мантию (Bussweiler et al., 2018). В кимберлите трубки им. В. Гриба описаны мегакристы клинопироксена, граната, ильменита, флогопита (Kargin et al., 2017, 2019; Kostrovitsky et al., 2004).

Для уточнения происхождения мегакристов граната и клинопироксена были изучена коллекция метасоматически преобразованных ксенолитов эклогита из кимберлита трубки им. В. Гриба. Наиболее широко представлены эклогиты группы В по (Coleman et al., 1965), которые по составу Grt были разделены на (например, Aulbach et al., 2020) на высоко-Са эклогиты ($Ca\# > 0.2$) и низко-Са эклогиты. Состав первичного граната и клинопироксена был многократно изменен под воздействием нескольких порций кимберлитового расплава. Метасоматические гранаты Grt2 всегда имеют составы, более магнезиальные и с меньшим содержанием Са, чем первичные гранаты Grt1, которые они замещают. Эти гранаты Grt2 пересекаются крупными трещинами шириной до 1.5 мм, сложенные серпентин-хлоритовым агрегатом, которые, вероятно, были заполнены кимберлитовым расплавом (рис.1). В трещинах встречаются обломки первичных (граната Grt1, клинопироксена Crx1) и выделения более поздних минералов: флогопита, амфибола, карбоната, барита, сульфидов никеля. Флогопит и амфибол образуют реакционную зону вдоль контакта граната с серпентин-хлоритовым агрегатом. На расстоянии около 100 мкм от границы с трещиной гранат Grt2 перекристаллизован в гранат Grt3, который не содержит включения серпентина, хлорита и амфибола. Гранат Grt3 имеет более высокую Mg# (0.76–0.80) и низкую Ca# (0.08–0.17), чем метасоматический гранат Grt2 по которому он развивается. Содержание Cr₂O₃ увеличивается от границы с Grt2 к контакту с кимберлитовым прожилком до 3.2 мас. %, а содержание TiO₂ увеличивается к краю (до 0.8 мас.%). По содержанию СаО, TiO₂ и Cr₂O₃ новообразованный гранат Grt3, перекрывается с составами мегакристов граната из кимберлита трубки Гриба (Kargin, 2021; Kostrovitsky et al., 2004) (рис.2). Клинопироксен Crx3, находящийся в этих крупных трещинах, также подвергается изменениям – он имеет широкие вариации содержания TiO₂ и Cr₂O₃: 0.3–1.2 мас. % и 0.14–1.28 мас. %, соответственно, что выше, чем в губчатом клинопироксене Crx2 из эклогита. Содержание Na₂O (0.7–1.6 мас. %) и Mg# (0.81–0.85) сопоставимы с метасоматическим клинопироксеном Crx2. По содержанию Cr, Ti, Na Crx3 частично совпадает с полем Crx-Grt сростков и мегакристами Crx из трубки им. В. Гриба (Kargin, 2021), но Mg# значительно ниже, чем в мегакристаллах клинопироксена, описанных ранее (рис. 2).

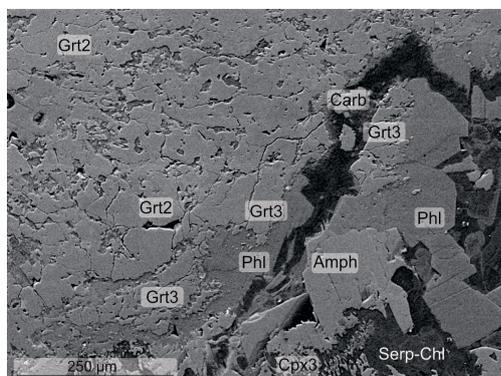


Рис. 1. Крупная кимберлитовая трещина, проходящая через метасоматизированный гранат эклогита. В серпентиновом матриксе находятся зерна клинопироксена, флогопита, амфибола, карбоната.

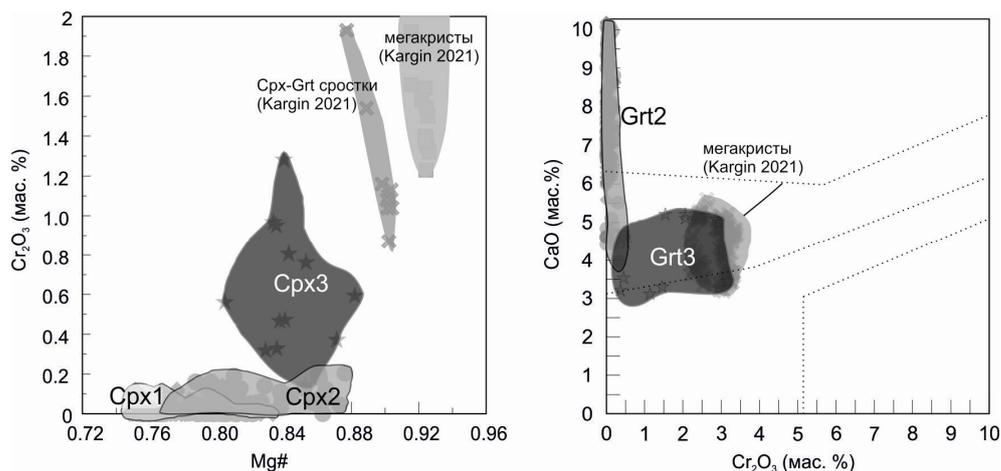


Рис. 2. (а) Cr_2O_3 -Mg# для клинопироксенов эклогитов: Cpx1-первичный, Cpx2-метасоматизированные части зерен, Cpx3-зерна в кимберлитовой трещине в сравнении с клинопироксен-гранатовыми сростками и высоко-Cr мегакристами из трубки им. В. Гриба; (б) Cr_2O_3 – CaO для Grt2 метасоматизированного и Grt3 кимберлитового граната из изученных ксенолитов эклогитов в сравнении с мегакристами граната из трубки им. В. Гриба (Kargin 2021). Поля, показанные для гранатов, взяты из работы (Sobolev 1977).

Таким образом, наши исследования показывают, что минералы эклогитов под воздействием позднего кимберлитового расплава приобретают составы сходные с мегакристами, что свидетельствует в пользу их метасоматического происхождения

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90037.

Литература:

Aulbach, S., Viljoen, K. S. Gerdes, A. Diamondiferous and barren eclogites and pyroxenites from the western Kaapvaal craton record subduction processes and mantle metasomatism, respectively. *Lithos*. 2020. Elsevier B.V. 368–369, 105588.

Bussweiler, Y., Pearson, D.G., Stachel, T., Kjarsgaard, B.A. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites. *Mineralogy and Petrology*. 2018. 112, 583–596. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0599-2>

Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B., Brannock, W. W. Eclogites and Eclogites: their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin*. 1965. 76, 483–508.

Kargin, A.V. Multistage Mantle Metasomatism during the Generation of Kimberlite Melts: Evidence from Mantle Xenoliths and Megacrysts of the Grib Kimberlite, Arkhangelsk, Russia. *Petrology*. 2021. 29, 227–255. <https://doi.org/10.1134/S0869591121030024>

Kargin, A. V., Sazonova, L. V., Nosova, A.A., Lebedeva, N.M., Tretyachenko, V. V., Abersteiner, A. Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene-phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts. *Lithos*. 2017. 292–293, 34–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.018>

Kargin, A. V., Sazonova, L. V., Nosova, A.A., Lebedeva, N.M., Kostitsyn, Y.A., Kovalchuk, E. V., Tretyachenko, V. V., Tikhomirova, Y.S. Phlogopite in mantle xenoliths and kimberlite from the Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia: Evidence for multi-stage mantle metasomatism and origin of phlogopite in kimberlite. *Geoscience Frontiers*. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.006>

Kostrovitsky, S.I., Malkovets, V.G., Verichev, E.M., Garanin, V.K., Suvorova, L. V., Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia). *Lithos*. 2004. 77, 511–523. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.014>

Merry, M. and le Roex, A. Megacryst suites from the Lekkerfontein and Uintjiesberg kimberlites, southern Africa: Evidence for a non-cognate origin. *South African Journal of Geology*. 2007. 110, 597–610.



Sobolev, N.V., Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle, Amer. Geo-phys. Union: Washington, DC, 1977

Solov'eva, L. V., Lavrent'ev, Y. G., Egorov, K. N., Kostrovitskii, S. I., Korolyuk, V. N., & Suvorova, L. F. The genetic relationship of the deformed peridotites and garnet megacrysts from kimberlites with asthenospheric melts. RussianGeologyandGeophysics. 2007. 49(4), 207–224.

ПЕТРОЛОГИЯ И Sr-Nd-O СИСТЕМАТИКА КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА

*Лебедева Н.М.^{1,2}, Носова А.А.^{1,2}, Сазонова Л.В.^{1,2,3}, Каргин А.В.^{1,2},
Ларионова Ю.О.¹, Тихомирова Я.С.²*

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, *namil@mail.ru*

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

Образование кимберлитовых тел является многоступенчатый процессом, в ходе которого происходит подъем отдельных порций расплава, большая часть которых не достигает поверхности и расплав остается на глубине в мантии. Ранние кимберлитовые расплавы, взаимодействуют с литосферной мантией и постепенно метасоматизируют канал, по которому двигаются вверх. Степень взаимодействия с литосферными породами уменьшается с каждым новым импульсом расплава и по мере удаления от основного канала подъема. Важным является вопрос: возможно ли сохранение в минералах ксенолитов «реликтового» изотопного состава Sr и Nd, т.е. не полностью переуравновешенного кимберлитовыми магмами, и отвечающего докимберлитовыми мантийными событиями.

Чтобы выяснить, сохранились ли изотопные свидетельства метасоматических событий в мантии, предшествующих кимберлитовому магматизму, нами была подобрана коллекция ксенолитов мантийных породиз трубки им. В. Гриба, образовавших на разных стадиях метасоматоза деплетированной литосферной мантии кимберлитовыми расплавами, представленная деформированным гранатовым лерцолитом, гранатовым гарцбургитом, лерцолитом и клинопироксен-флогопитовой породой.

Была детально изучена петрография и геохимия ксенолитов и определенизотопный состав Rb-Sr, Sm-Nd, и кислорода в минералах из этих мантийных ксенолитов. Для исследования мы использовали следующий набор минералов: ортопироксен, клинопироксен, гранат, ильменит и флогопит, для некоторых ксенолитов были выполнены определения изотопного состава для породы в целом.

Изучение Rb-Sr, Sm-Nd изотопных систем проводились на масс-спектрометрах Sector 54 (Micromass, United Kingdom) в ИГЕМ РАН и Triton в ГЕОХИ РАН. Перед разложением пробы очищались от возможной примеси карбонатного вещества ледяной уксусной кислотой. Измерения отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в образцах проводили на масс-спектрометре DELTAplus (“Finnigan”) в ИГЕМ РАН.

В изученных ксенолитах наблюдается текстурно-структурная, химическая и геохимическая неравновесность. Структурные соотношения минералов позволяют выделить первичную ассоциацию минералов и метасоматическую, которая образовалась под воздействием кимберлитового расплава. Деформированный гранатовый лерцолит имеет мозаичную структуру, при этом клинопироксен частично замещает ортопироксен и находятся в равновесии с краевыми зонами гранатов. Согласно расчетам, геохимия краевых частейграната, и клинопироксен равновесны карбонат-содержащим ультрамафическим

расплавам, которые могут соответствовать ранним порциям кимберлитового расплава. По составу основных элементов краевые зоны граната и необласты ортопироксена соответствуют мегакристам, которые равновесны кимберлитовому расплаву, сформировавшему трубку. Гранатовые лерцолит и гарцбургит имеют крупнозернистую структуру первичная ассоциация представлена крупными изометричными зернами граната и оливина. В гарцбургите также присутствует ортопироксен, который замещается клинопироксеном. Метасоматические минералы представлены амёбовидным гранатом, ильменитом и флогопитом. Гранат и клинопироксен по микроэлементному составу находятся в равновесии. В клинопироксен-флогопитовых породах проявлена наибольшая степень проработки кимберлитовым расплавом и минералы первичной ассоциации сохранились только в виде реликтов. Клинопироксен и флогопит находятся в равновесии между собой и по химическому составу перекрываются с полем мегакристов из трубки им. В. Гриба (Kargin et al. 2017).

Начальные изотопные отношения для минералов и пород в целом были рассчитаны на возраст кимберлита. Sr-Nd изотопные параметры для пород в целом и их минералов в отдельности сильно различаются в разных группах ксенолитов (рис. 1). Минералы из деформированного гранатового лерцолита и гранатового лерцолита имеют широкие вариации начального изотопного отношения Sr (0.70344–0.70633) и ϵNd (-4.3 – +1.0) и лежат на линии смешения между пироксенами ксенолитов типа PIC и MARID (Fitzpayne et al. 2019). Минералы из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов имеют наиболее радиогенные значения начального изотопного отношения стронция (0.70486–0.70813) и субхондритовые значения ϵNd (-0.1 – +1.3). Изотопный состав кислорода в минералах из всех изученных ксенолитах демонстрируют узкие изотопные вариации (рис. 2). Большинство значения $\delta^{18}\text{O}$, полученных для минералов, находятся в пределах диапазона значений $\delta^{18}\text{O}$ минералов мантии (5.61 ± 0.32 ‰ – 5.74 ± 0.53 ‰) (Mattey et al., 1994). Оливин, ортопироксен и клинопироксен из деформированного гранатового лерцолита по изотопному составу кислорода находятся в равновесии между собой. В гранатовом гарцбургите между оливином и клинопироксеном наблюдается неравновесность.

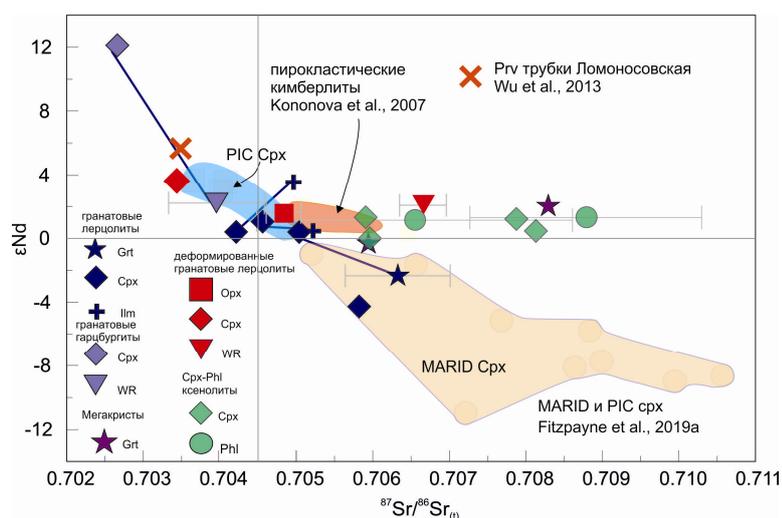


Рис. 1. $(\text{Sr}/\text{Sr})_{t=376}$ vs ϵNd диаграмма для всех изученных минералов из ксенолитов деформированного гранатового лерцолита, гранатовых лерцолита и гарцбургита, клинопироксен-флогопитового ксенолита и мегакристов граната из трубки им. В. Гриба в сравнении с минералами PIC и MARID (Fitzpayne et al., 2019) и пирокластическим кимберлитом трубки им. В. Гриба (Kononova et al., 2007). 2σ меньше, чем символы, за исключением анализов флогопита, граната и породы в целом (WR).

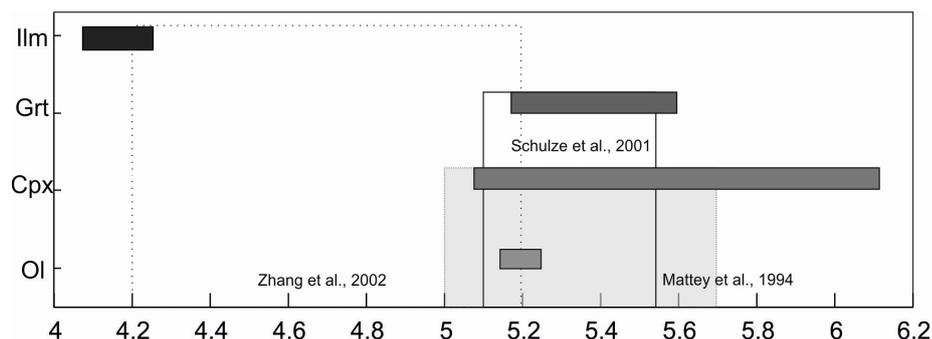


Рис. 2. Изотопный состав кислорода в оливине, клинопироксене, гранате и ильмените из ксенолитов трубки им. В. Гриба. Полями показаны ранее изученные минералы мантийных ксенолитов из кимберлитов мира: клинопироксен и оливин (Matthey et al., 1994), гранат (Schulze et al., 2001) и ильменит (Zhang et al., 2000).

В ксенолитах установлена неравновесность между Rb-Sr и Sm-Nd изотопными системами. Возраст, заданный Rb-Sr двухточечными изохронами по минералам гранатовых лерцолитов составляет 570–600 млн лет, и в целом согласуется с возрастом эпизода рифтогенеза и щелочного магматизма, проявленного на территории Фенноскандии (Larsen et al., 2018; Tegner et al., 2019). Nd эрохрона по клинопироксенам и их модельный возраст близки к ~1.2–1.0 млрд лет, что совпадает с возрастом щелочного ультрамафического магматизма в Карелии и Восточной Финляндии (Kargin et al., 2014; Dalton et al., 2020). Rb-Sr система минералов клинопироксен-флогопитовых ксенолитов находилась в равновесии на возраст, близкий к возрасту внедрения кимберлита.

Метасоматизм привел к появлению в ксенолитах новообразованных граната, клинопироксена и флогопита. Изотопные данные для минералов из ксенолитов гранатового перидотита, включая деформированный гранатовый лерцолит, подтверждают взаимодействие кимберлитовых расплавов с литосферной мантией, содержащей жилы, с обогащенным геохимическим и изотопным составом. В этом первом случае ксенолиты гранатового лерцолита показывают умеренно радиогенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и слегка положительные значения ϵNd , которые сопоставимы с валовыми значениями для кимберлита им. В. Гриба. Последующее превращение гранатового лерцолита в клинопироксен-флогопитовую породу характеризуется увеличением значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при почти постоянных значениях ϵNd . В этом втором случае более радиогенный изотопный состав Sr может быть вызван метасоматическим расплавом/флюидом, который был связан с областью в литосферной мантии, содержащей переработанный компонент земной коры. Наши новые данные показывают, что в некоторых случаях в литосферной мантии сохраняются изотопные характеристики региональных до кимберлитовых метасоматических событий.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-17-00024

Литература:

- Dalton H., Giuliani A., O'Brien H., Phillips D., Hergt J., Maas R. Petrogenesis of a hybrid cluster of evolved kimberlites and ultramafic lamprophyres in the Kuusamo area, Finland. *Journal of Petrology*. 2020.
- Fitzpayne A., Giuliani A., Maas R., Hergt J., Janney P. Progressive metasomatism of the mantle by kimberlite melts : Sr-Nd-Hf-Pb isotope compositions of MARID and PIC minerals Progressive metasomatism of the mantle by kimberlite melts : Sr – Nd – Hf – Pb isotope compositions of MARID and PIC minerals. *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 509, 15–26.
- Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Lebedeva N.M., Tretyachenko V.V., Abersteiner A. Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene-phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts. *Lithos*. 2017. V. 292–293, 34–48.



Kononova V.A., Golubeva Y.Y., Bogatkov O.A., Kargin A.V. Diamond Resource Potential of Kimberlites from the Zimny Bereg Field, Arkhangel'sk Oblast. 2007. 49 421–441.

Larsen R.B. et al. Portrait of a giant deep-seated magmatic conduit system: The Seiland Igneous Province. Lithos. 2018. 296–299, 600–622.

Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. Earth and Planetary Science Letters. 1994. 128, 231–241.

Schulze D.J., Valley J.R., Bell D.R. & Spicuzza M.J. Oxygen isotope variations in Cr-poor megacrysts from kimberlite. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. 65, 4375–4384.

Zhang H.-F., Mattey D., Grassineau N., Lowry D., Brownless M., Gurney J., Menzies M. Recent fluid processes in the Kaapvaal Craton, South Africa: coupled oxygen isotope and trace element disequilibrium in polymict peridotites. Earth and Planetary Science Letters. 2000. 176, 57–72.

Каргин А.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Кононова В.А., Борисовский С.Е., Ковальчук Е.В., Грибоедова И.Г. Мезопротерозойские оранжиты (кимберлиты II) Западной Карелии: минералогические, геохимические и Nd-Sr изотопно-геохимические особенности. Петрология. 2014. 22, 171–207.

МЕЛИФАНИТ И ЛЕЙКОФАНИТ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛАНГЕСУНН-ФЬОРДА (ЮЖНАЯ НОРВЕГИЯ) И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (РОССИЯ)

Левашова И.О.¹, Ветрова М.Н.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
st063699@student.spbu.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
m.vetrova@spbu.ru

Бериллосиликаты довольно широко распространены в природе в гранитных пегматитах и пегматитах щелочных пород. Однако, их диагностика затруднена, так как минералы чаще всего являются бесцветными, а рутинные методы химического анализа не позволяют определять бериллий. Слоистые бериллосиликаты кальция и натрия составляют отдельную небольшую группу, к которой относятся 5 минералов (аминовит, гугиайт, джеффрейт, мелифанит и лейкофанит). Лейкофанит и мелифанит обладают близкими структурами (а следовательно – и картинами порошковой рентгеновской дифракции) и могут встречаться вместе, что затрудняет их диагностику. Целью данной работы является получение новой информации о колебательных спектрах мелифанита и лейкофанита для упрощения их диагностики и детальное изучение лейкофанита из ущелья Гакмана Хибинского щелочного массива.

Объектами исследования послужили образцы мелифанита из пегматитов Лангесунн-фьорда (Южная Норвегия) и лейкофанита из Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия), где эти минералы образуют крупные хорошо ограненные кристаллы. Особый интерес представляет образец из Ловчорритового рудника (ущелье Гакмана, г. Юкспор, Кольский п-ов, Россия), лейкофанит откуда ранее детально не изучался.

Химический состав образцов был изучен в напыленных углеродом шайбах в РЦ СПбГУ «Геомодель» с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max 20. Химический состав исследуемых минералов приведен в таблицах 1 и 2. Составы минералов согласуются с литературными данными (Grice and Hawthorne, 2002; Friis et al., 2011; Лялина и др., 2018; Лялина и др., 2020). В образце из месторождения г. Эвслогчорр была обнаружена примесь редкоземельных элементов. При расчете формул было получено, что содержание фтора недостаточно для полного заполнения анионной позиции, поэтому, исходя из баланса зарядов, были добавлены ионы OH⁻ и O²⁻.



Спектры комбинационного рассеяния неполированных кристаллов были получены в РЦ СПбГУ «Геомодель» и «Оптические и лазерные методы исследования вещества» на спектрометре Jobin-YvonLabRAM HR800, оборудованном микроскопом Olympus. Спектры возбуждали лазерами с тремя различными длинами волн – 488 нм, 514 нм, 633 нм – для уменьшения влияния люминесценции минералов. Для каждого образца было снято по пять спектров в разных точках. Результаты исследований показали (рис. 1), что спектры в области «отпечатков пальцев» ($100\text{--}1200\text{ см}^{-1}$) являются уникальными для мелифанита и лейкофанита. В области от 3000 до 4000 см^{-1} были получены интенсивные пики, указывающие на наличие гидроксильных групп в структуре минералов.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в формуле (ф.к.) мелифанита из Южной Норвегии. Число анализов $n=7$

| Компонент | | Среднее | Пределы |
|--------------------------------|--------------------|----------------------------------|----------------|
| SiO ₂ | | 43.50 | 42.85 – 44.54 |
| BeO _{расч} | | 10.05 | 9.88 – 10.37 |
| Al ₂ O ₃ | | 4.07 | 3.89 – 4.48 |
| CaO | | 29.14 | 28.69 – 29.64 |
| Na ₂ O | | 8.45 | 8.08 – 9.03 |
| F | | 6.65 | 6.43 – 6.93 |
| –O=F ₂ | | 2.80 | 2.71 – 2.92 |
| Σ | | 99.05 | 97.66 – 101.81 |
| Позиция | Элемент | Коэффициенты в формуле (Al+Si=8) | |
| Ca ₄ | Ca | 4.00 | 4.00 |
| (Na,Ca) ₄ | Na | 2.71 | 2.62 – 2.84 |
| | Ca | 1.17 | 1.16 – 1.25 |
| | Σ | 3.88 | 3.82 – 4.02 |
| Be ₄ | Be | 4.00 | 4.00 |
| Al | Al | 0.80 | 0.77 – 0.85 |
| | Si | 0.20 | 0.15 – 0.23 |
| | Σ | 1.00 | 1.00 |
| Si ₇ | Si | 7.00 | 7.00 |
| (F,O,OH) ₄ | F | 3.48 | 3.39 – 3.65 |
| | OH _{расч} | 0.26 | 0.10 – 0.49 |
| | O _{расч} | 0.26 | 0.12 – 0.42 |
| | Σ | 4.00 | 4.00 |

Примечания: BeO_{расч} – расчет выполнен исходя из предположения о полном заселении позиции Be; O_{расч} и OH_{расч} – рассчитаны исходя из баланса зарядов. Расчет выполнен по катионам: Al+Si=8

В результате проведенной было показано, что данные о химическом составе минералов позволяют предположить вхождение в позицию фтора ионов OH⁻, что подтверждается данными спектроскопии комбинационного рассеяния. Установлено, что наиболее простым и надежным способом диагностики мелифанита и лейкофанита является спектроскопия комбинационного рассеяния с использованием лазера с длиной волны 633 нм. При использовании лазера с длиной волны 633 нм впервые детально изучена область колебательного спектра, показывающая наличие групп (OH)⁻ в структуре лейкофанита.

Авторы благодарят Н.И. Фришмана за предоставленные образцы и О.С. Верещагина за помощь. Исследования проведены на базе РЦ СПбГУ «Геомодель», «Оптические и лазерные методы исследования вещества» и «Рентгендифракционные методы исследования».

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в формулах (ф.к.) лейкофанитов из месторождения г. Эвеслогчорр (n=4) и Ловчорритового рудника (n=6).

| Компонент | г. Эвеслогчорр | | Ловчорритовый рудник | | |
|--------------------------------|--------------------|-------------------------------|----------------------|----------------|-------------|
| | Среднее | Пределы | Среднее | Пределы | |
| SiO ₂ | 49.59 | 48.98 – 50.48 | 49.91 | 48.93 – 50.71 | |
| BeO _{расч} | 10.32 | 10.19 – 10.51 | 10.39 | 10.18 – 10.55 | |
| CaO | 20.93 | 20.23 – 21.59 | 22.69 | 22.32 – 23.16 | |
| La ₂ O ₃ | 0.15 | 0.00 – 0.61 | – | – | |
| Ce ₂ O ₃ | 0.60 | 0.00 – 1.40 | – | – | |
| Na ₂ O | 13.09 | 12.88 – 13.23 | 12.47 | 12.11 – 12.79 | |
| F | 7.23 | 6.79 – 7.55 | 7.42 | 7.23 – 7.62 | |
| –O=F2 | 3.05 | 2.86 – 3.18 | 3.12 | 3.04 – 3.21 | |
| Σ | 98.86 | 98.10 – 100.48 | 99.75 | 97.85 – 101.59 | |
| Позиция | Элемент | Коэффициенты в формуле (Si=2) | | | |
| Na | Na | 1.02 | 1.00 – 1.04 | 0.97 | 0.96 – 0.98 |
| Ca | Ca | 0.91 | 0.87 – 0.94 | 0.98 | 0.96 – 0.98 |
| | La | 0.00 | 0.00 – 0.00 | – | – |
| | Ce | 0.01 | 0.00 – 0.01 | – | – |
| | Σ | 0.92 | 0.89 – 0.94 | – | – |
| Be | Be | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| Si ₂ | Si | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 |
| O ₆ | O _{расч} | 5.86 | 5.80 – 5.92 | 5.92 | 5.89 – 5.94 |
| | OH _{расч} | 0.14 | 0.18 – 0.20 | 0.08 | 0.06 – 0.11 |
| | Σ | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 |
| F | F | 0.92 | 0.86 – 0.98 | 0.94 | 0.92 – 0.96 |
| | OH _{расч} | 0.08 | 0.02 – 0.14 | 0.06 | 0.04 – 0.08 |
| | Σ | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |

Примечания: BeO_{расч} – расчет выполнен исходя из предположения о полном заселении позиции Be; O_{расч} и OH_{расч} – рассчитаны исходя из баланса зарядов. Расчет выполнен по катионам: Si=2

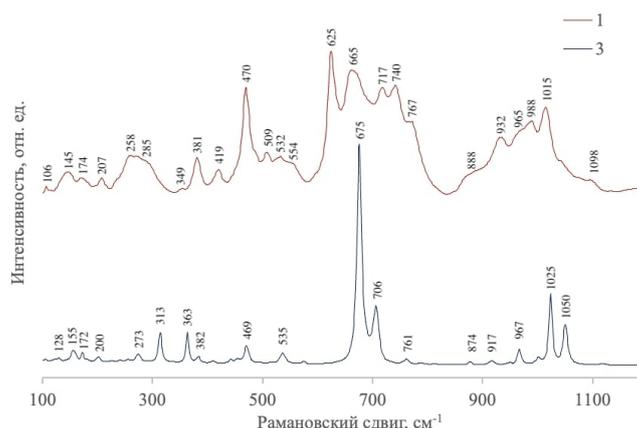


Рис. 1. Сравнение спектров комбинационного рассеяния мелифанита (1) и лейкофанита (3) в диапазоне от 100 до 1200 см⁻¹, полученных на лазере с длиной волны 633 нм.

Литература:

Лялина Л.М., Кадырова Г.И., Селиванова Е.А., Золотарев А.А. (мл.), Савченко Е.Э., Паниковровский Т.Л. (2018) О составе мелифанита из нефелинсиенитового пегматита массива Сахарйок (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2018. № 2. с. 79–91.



Лялина Л.М., Савченко Е.Э., Кадырова Г.И., 2, Селиванова Е.А. Мелифанит и лейкофанит из щелочного массива Сахарйок (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2020. Т. 149. № 1. с. 64–75.

Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Бериллиевая минерализация в жильных образованиях Хибинского массива // Записки Всероссийского минералогического общества. 1999. №1. с. 3–14.

Friis H., Finch A.A., Williams C.T. Multiple luminescent spectroscopic methods applied to the two related minerals, leucophanite and meliphanite. *Physics and Chemistry of Minerals*. 2011. №38(1). p. 45–57.

Frost R.L., LópezA., Theiss F.L., Romano A.W., Scholz R. An SEM, EDS and vibrational spectroscopic study of the silicate mineral meliphanite $(Ca,Na)_2Be[(Si,Al)_2O_6(F,OH)]$. *Spectrochimica Acta. Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. 2015. №136. p. 216–220.

Grew E.S. Mineralogy, Petrology and Geochemistry of Beryllium: An Introduction and List of Beryllium Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. №50 (1). p. 1–76.

Grice J.D., Hawthorne F.C. New data on meliphanite, $Ca_4(Na,Ca)_4Be_4AlSi_7O_{24}(F,O)_4$. *The Canadian Mineralogist*. 2002. №40(3). p. 971–980.

Grice J.D., Hawthorne F.C. Refinement of the crystal structure of leucophanite. *The Canadian Mineralogist*. 1989. №27. p. 193–197.

Hawthorne F.C., Uvarova Y., Sokolova E. A structure hierarchy for silicate minerals: Sheet silicates. *Mineralogical Magazine*. 2019. №83. p. 3–55.

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП МАНТИЙНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С САМОРОДНЫМИ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИМИ СОЕДИНЕНИЯМИ В БОБРУЙСКОМ ПОГРЕБЕННОМ ВЫСТУПЕ БЕЛОРУССКОГО МАССИВА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Левицкий В.И., Левицкий И.В.

ИГХ СО РАН, г. Иркутск, Россия, vlevit@igc.irk.ru

В породах Бобруйского погребенного выступа Белорусского кристаллического массива Восточно-Европейского кратона (ВЕК) отмечается большой круг соединений разных классов (Левицкий и др. 2018). Они содержат К, Na, Fe, Mn, Ca, Ba, Sr, Cu, Pb, Co, Ni, Sn, Zn, Al, Ce, Nd, La, Pr, Sm, Y, Yb, Hf, W, Mo, Zr, Cr, V, Ag, Ti, Si, As, P, Bi, O, H, F, Cl, S, Se, C, B, N. Среди них самородные, интерметаллические соединения, встреченные впервые пока только здесь аморфные металлы (металлические стекла), обычные и редкие окислы, силикаты, алюмосиликаты.

Развитие минерализации приурочено к обычным для Бобруйского погребенного выступа ВЕК измененными неизменным породам кристаллического фундамента, габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой, дайковой формации (Аксаментова, 1998; др.). В них всегда сохраняются структурно-текстурные особенности ранних пород, что позволяет говорить о наложенной на них убогой минерализации. Содержание всей совокупности новообразованных минералов в породах только иногда превышает 1 %, поэтому аномальные концентрации редких элементов в валовых пробах отмечаются очень редко.

Для минерализации характерно развитие в виде разноразмерной, преимущественно ультрадисперсной вкрапленности (нанофаз). Реже встречаются мелко-, средне-, крупнозернистые обособления, более крупные (0,5–1 см) округлые и линзовидные выделения глобулы (сферулы), совсем редко – жилки и линзы размером до 1 см. В породах присутствуют выделения нитевидной, ксеноморфной, удлиненной, реже таблитчатой, линзовидно-каплевидной форм с моно- и (или) полиминеральными составами. Края их зерен могут быть округлыми и зазубренными. Прослеживается приуроченность наложенной



минерализации к зонам микротрещиноватости. Отмечается связь между составом и морфологическими формами выделений наложенных фаз:

1. Крупно-, средне-, мелкозернистых выделений (20–0,01 мм) тонко- и ультрадисперсной «сыпи» (<0,01 мм) поли- и мономинеральных фаз, слагающих в различных случаях самородные Fe, Zn, Al, аморфных металлов составов FeMnCr, FeCrMn, FeCr.

2. Изометричных округлых (каплевидных), таблитчатых, угловатых, ксеноморфных мономинеральных зерен размером до 0,5 мм. В разных случаях это может быть муассанит, гранаты, оливин, пироксены (часто железистый фассаит, реже жадеит), циркон, рутил, ильменит, кварц, китит, санидин, железистые аналоги полевого шпата и лейцита (новые минералы).

3. Округлых каплевидных, нитевидных с ровными и зазубренными краями зерен, с каемками силикатных и алюмосиликатных минералов, каевок самородных элементов, карбидов, нитридов, выделений размерами от 1–2 до 5 мкм. Это самородные –W, Mo, Zr, Nb; сплавы –ZnPbCuSn, SiCNO (\pm B, Mo, Cr, V); карбиды и нитриды Nb, Ti, Fe, Mo, W; графит и аморфный углерод; аморфные металлы (металлические стекла) составов FeMnCr, FeCrMn, FeCr, других фаз.

4. Изометричных, иногда полых «шариков» – вюстит (до 0,2 мм), самородное железо.

5. Пластинок серебристого цвета, представленных Fe, Al, Pb, Zn, Ag – до 0,001–0,3 мм.

6. Проволочковидных и пластинчатых обособлений красноватого цвета самородной меди, природной латуни и бронзы –0,4–8 мм.

7. Тонких пленок в краях обособлений самородной меди, цинка, свинца – PbCuZnSn составов.

8. Глобулей округлых, линзовидных и прожилковых полиминеральных выделений размером 2–3 – 10 мм с размерностью фаз 0,5–5 мм – 5–50 мкм с самородными, интерметаллическими, новыми силикатными и алюмосиликатными минеральными видами, присутствующими во всех типах пород структуры, различающихся своим составом.

9. Вторичных чешуйчатых, иногда микроколломорфных полихронных низкотемпературных новообразованных агрегатов с вюститом, эсколаитом, окислами и гидроокислами Fe, Cr, Al, Nb, Ti, Zn, Mn (до 0,5–10 мм), тальком, серпентином. Они включают практически всегда корродированные реликты разнообразных самородных фаз, интерметаллических соединений, аморфных металлов.

Среди минеральных видов наложенной минерализации обнаружен широкий спектр индикаторных фаз, которые позволяют оценить P-T параметры и флюидный режим минералообразования. Наиболее значимым среди них является муассанит. Он представлен в основном гексагональной политипной модификацией (6H). В нем встречены включения синоита ($\text{Si}_2\text{N}_2\text{O}$), аваруита (Ni_3Fe), цзефенгита (Fe_3Si_5). Это редчайшие минералы известные в основном в метеоритах. Синоит стабилен до ~28 ГПа, частично аморфным присутствует в системе при 34 ГПа, полностью аморфизованным – выше 41 ГПа и далее устойчив как аморфная фаза до 64 ГПа и не может быть продуктом кристаллизации расплавов возникших при ударных явлениях (Sekine et al., 2006, др.). В муассаните обнаружена синтезируемая его модификация состава Si_5C_3 , а также неидентифицированное соединение не известное в природе содержащее Fe, Si, C, N, O. С муассанитом в разных случаях ассоциирует, кроме самородных и интерметаллических видов, огромный круг обычных (окислов, сульфидов, гидроокислов, карбонатов, силикатов, алюмосиликатов, сульфидов), редких (минералы группы энigmatита, железистый фассаит), явно новых кристаллических и аморфных фаз.

Известно, что карбиды и нитриды железа, ниобия, молибдена, титана, кристаллизуются в интервале температур 1600–3900 °С (Лидин и др., 2008; др.). Обнаружен китит – тетрагональная разновидность кварца, устойчивого в ультравысокобарических условиях



(Hilletal, 2013). Судя по присутствию синоита, китита давление при минералообразовании могло составлять 28–64 гПа. Присутствие муассанита, его политипной модификации Si_5C_3 , синоита с варьирующими количествами Si, N, O, неидентифицированных фаз устойчивых составов содержащих Si, C, N, O, обилие редких и обычных гидроксидов, силикатов, алюмосиликатов свидетельствует о том, что основными флюидными компонентами являлись C, N, O, H, Si. Присутствие всех этих соединений указывает на мантийные условия их формирования.

Наиболее значимым для петрологии открытием является обнаружение в Бобруйском выступе широкого распространения аморфных металлов (металлических стекол). Они идентифицированы EBSD методом по отсутствию линий Киккучи и в природе пока не известны. То, что это аморфное, а не кристаллическое вещество проявляется во взаимоотношениях фаз разных оттенков на фотографиях в обратно-рассеянных электронах, полученных как на микронзонде JEOL*8200, так и электронном микроскопе TESCAN. В них фиксируется присутствие более светлых округлых выделений в темной массе, а также классические «расплавные» взаимоотношения фаз между собой, отражающие проявление между ними явлений несмесимости. Природные аморфные металлы, как и продукты синтеза, имеют стабильные составы и характеризуются определенными (полосчатыми) спектрами рентгеновских лучей, содержащих их элементов на микронзонде и электронном микроскопе. Доминируют аморфные металлы составов $Fe_{75-80}Mn_{15-20}Cr_{0,2-4,5}$, $Fe_{45-60}Cr_{35-55}Mn_{1-5}$. EBSD методом установлено присутствие аморфных силикатов цинка. Предположительно в выделениях, судя по характеру рентгеновских спектров, присутствуют аморфные металлы содержащие Ti, Fe, V, Mo, Cr, Zr, Nb. Аморфные металлы во многих случаях являются матрицей для кристаллических фаз – самородного ниобия и железа, карбидов ниобия, хрома, нитридов титана. В технике аморфные металлы известны с 60 г.г. XX века. Основным способом их получения в виде тонких пленок является резкое (мгновенное, скорость кристаллизации 3000 %/сек) охлаждение на холодной подложке. В Бобруйском погребенном выступе широко распространены (140 проб) аморфные металлы состава FeCrMn. В технике они не используются и их не синтезируют. Метастабильное состояние системы подтверждается и тем, что в десятках наблюдений в зернах с матрицей аморфных металлов встречено аморфное и кристаллическое железо в парагенезисе с карбидами ниобия, железа, марганца, вольфрама, самородным ниобием.

Совокупность полученных минералогических данных изучения наложенных на вмещающие породы образований с муассанитом, самородными и интерметаллическими фазами, аморфными металлами свидетельствует о том, что причиной их формирования был единый внешний источник. Наложенная минерализация, судя по включениям в муассаните, присутствию ряда соединений разных классов типоморфных для ультрабарических и высокотемпературных условий отражает ее мантийный характер. Аморфные фазы фиксируют условия мгновенной кристаллизации, а широкая распространенность самородных и интерметаллических фаз – условия восстановительного режима петрогенезиса. Их формирование во всей совокупности в породах разного состава и возраста могло быть обусловлено только мантийными флюидными потоками одного воздействующего источника. Обособление муассанита с включениями, как и самородных и интерметаллических фаз, других соединений было обусловлено их захватом флюидными потоками с нижних, с большой долей вероятности, мантийных глубин и перемещением в верхние структурные этажи. Минералообразование обусловлено высокой долей газовых компонент и, возможно, метеоритного (астероидного) вещества в широком интервале P-T параметров от ультравысоко-, температурных и -барических до низко-, температурных и -барических. Преобразования пород трех структурно-вещественных комплексов могли происходить как при прямом воздействии мантийных флюидов, так и при зарождении флюидов в случае



импактного взаимодействия мантийного слоя с метеороидом. Присутствие муассанита, его политипной модификации Si_5C_3 , синоита с варьирующими количествами Si, N, O, пока неидентифицированных фаз устойчивых составов содержащих Si, C, N, O, обилие редких и обычных гидроокислов, силикатов, алюмосиликатов свидетельствует о том что основными флюидными компонентами являлись C, N, O, H, Si со значимой долей Fe, Ni, Cr, Mn.

Подобные наложенные по составу и морфологии выделения с обилием муассанита, самородных (Fe, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Ag, кристаллического и аморфного графита) интерметаллических, ряда обычных и редких минералов распространены в осадочных и магматических структурах разных регионов. Но среди них не отмечается такого масштабного распространения и разнообразия минеральных видов, как в Бобруйском выступе. Они известны в базальтах вулканов Большой и Плоский Толбачек, продуктах его эксгальций (Главатских, Трубкин, 2003; и др.); в трапхах Волыно-Подольской провинции Украины (Приходько и др. 1993); алмазоносных кимберлитах и лампроитах (Ковальский, Олейников, 1985; др.); в Мраморской зоне Урала (Азовскова и др., 2002), эксплозивных алмазоносных породах Западного Урала – вишеритах (Чайковский, Коротченкова, 2011); в черносланцевых формациях эвксинского типа олигоцена и мела Карпат, олигоцена Кубано-Черноморского региона, визейского возраста Днепровско-Донецкой впадины, глубокозалегающих горизонтах газовых, газовой-нефтяных, нефтяных месторождений (Лукин, Пиковский, 2004); грязевых вулканах Крыма и сопредельных с Крымом территориях Кавказа (Шнюков, Лукин, 2011; др.); в нижневендских базальтах Волини (Лукин, Мельничук, 2012); крупнейшем во Вьетнаме нефтяном месторождении Белый Тигр в Восточно-Китайское море (Старостенко и др., 2011 и др.). Формирование упомянутой выше минерализации с так называемыми дисперсными самородно-металлическими частицами связывают с поступлением в разновозрастные осадочные и магматические комплексы высокотемпературных флюидов из слоя D нижней мантии при проявлении дегазации в глубинных зонах Земли (Шнюков, Лукин, 2011; Старостенко и др., 2011; и др.). Огромное количество самородных и интерметаллических соединений встречено реголитах Луны (Космохимия Луны и планет, 1975 и др.). В Бобруйском погребенном выступе, как и на Луне, отмечается такое же значимое количество соединений. Здесь есть ряд близких по составу и морфологии зерен фаз, прежде всего самородный Nb. В целом же, наблюдается иной круг редких минералов.

Полученные геологические, петрологические, геохимические, минералогические данные позволяют выделить новый генетический тип природных мантийных образований, развитый в виде разнотипной (обычно ультрадисперсной) вкрапленности, иногда мелко-, средне-, крупнотипных обособлений, реже округлых выделений глобул (сферул), прожилков, метасоматитов. Всю совокупность новообразований – муассанита, самородных, интерметаллических, аморфных металлов (металлических стекол), редких минералов, обнаруженных в Бобруйском краевом выступе по аналогии с другими подобными образованиями – вишеритами (Чайковский, Коротченков, 2012), тектитами, молдавитами предлагается обозначить по месту их обнаружения в районе г. Бобруйска как бобруйскиты. Площадь их распространения в породах ВЕК составляет по крайней мере 7850 км². Это самое крупное на Земле сосредоточение самородных и интерметаллических фаз, редчайших минералов, аморфных металлов встреченных в таком сочетании в Мире только здесь.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-000351.

Литература:

Азовскова О.Б., Малогин А.А., Сустанов С.Т. Самородные металлы и интерметаллиды Мраморской зоны, их генезис и возможная прогнозная оценка // Вестник Ур.отдел. ВМО. Екатеринбург, УГГА. 2002. № 1. С.7–12.



Аксаментова Н.В. Формации и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского пояса // Литасфера. 1998. №7. С. 59–71.

Главатских С.Ф., Трубкин Н.В. Самородный теллур и никель из высокотемпературных газовых возгонов большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Доклады РАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 231–234.

Ковальский В.В., Олейников О.Б. Самородные металлы и природные полиминеральные сплавы меди, цинка, свинца, олова и сурьмы в породах кимберлитовой трубки "Ленинград" // Доклады АН СССР. 1985. Т. 285. №1. С. 203–208.

Космохимия Луны и планет, М.: Наука. 1975. 764с.

Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В. Генетическая природа минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями в Бобруйской кольцевой структуре (Республика Беларусь) // Доклады АН. 2018. Т. 481. № 2. С. 174–178.

Лидин Р. А., Молочко В. А., Андреева Л. Л. Справочник по общей и неорганической химии: справочное издание // Химические свойства неорганических веществ. Москва: КолосС. 2008. 648 с.

Лукин А.Е., Мельничук В.Г. О природных сплавах в меденосных нижневендских базальтах Воыни // Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine. 2012. № 1. Р 107–116.

Лукин А. Е., Пиковский Ю. И. О роли глубинных и сверхглубинных флюидов в нефтегазообразовании // Геологический журнал. 2004. № 3. С. 34–45.

Приходько В.Л., Косовский Я.А., Иванив И.Н. Перспективы меденосности вулканогенных образований воынской серии Луковско-Ратненскойгорстовой зоны // Геологический журнал. 1993. № 4. С. 138–143.

Старостенко В. И. Лукин А. Е., Цветкова Т. А., Заец Л. Н., Донцов В. В. , Савиных Ю. В. Об участии суперглубинных флюидов в нефтедогенезе (по данным изучения уникального нефтяного месторождения Белый Тигр) // Геофизический журнал. 2011. Т. 33. № 46. С. 3–32.

Чайковский И. И., Коротченков О. В. Эксплозивные минеральные фазы алмазоносных вишеритов Западного Урала // Литосфера. 2012. № 2. С. 125–140.

Шнюков Е.Ф., Лукин А.Е. О самородных элементах в различных геотектонических структурах Крыма и сопредельных регионов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. №2. С. 5–30.

Hill, T. R., Konishi, H., Xu, H. Natural occurrence of keatite precipitates in UHP clinopyroxene from the Kokchetav Massif: A TEM investigation. American Mineralogist. 2013. 98.P. 187–196.

Sekine T., He N, Kobayashi T., Shibata K. Sinoite (Si₂N₂O) shocked at pressures of 28 to 64 GPa American Mineralogist. 2006. 91. P. 463–466.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ВОЗРАСТНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ И ФАНОЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ФЕННО-СКАНДИНАВСКОГО ЩИТОВ

Левицкий И.В., Левицкий В.И.

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

На юге Восточной Сибири (Присянский краевой выступ Сибирского кратона) и на Северо-Западе России (восточная часть Фенно-Скандинавского щита) присутствуют типовые интракратонные структуры континентальной коры. Это массивы архейских тоналит-трондьемитовых гранито-гнейсов (ТТГГ), зеленокаменные пояса (ЗП) и гранулитовые пояса (ГК), парагнейсовые, архейские и палеопротерозойские гранитные комплексы, отражающие закономерности становления континентальной коры.

Палеоархейский период (3,2–3,4 млрд лет). Как и на других кратонах в Фенно-Скандинавском щите в этот период были сформированы ТТГА, слагающие инфраструктуру ЗП и парагнейсовые комплексы в Карельской, Кольско-Норвежской, Беломорской провинциях (Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, 2008). В Присянском выступе массивы ТТГГ имеют небольшие размеры, залегают в виде тектонических пластин и линз в Онотском



и Таргазойском блоках. Они относятся к высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам. Фиксируется три рубежа становления ТТГА (3,38, 3,34, 3,25 млрд лет).

Мезоархей (3,2–2,8 млрд лет). На этом этапе враннедокембрийских комплексах Северо-Запада России и юга Восточной Сибири продолжается формирование «сиалических ядер» ТТГА. В Фенно-Скандинавском щите они пользуются более широким распространением, чем в Присяянском выступе. В Северо-Карельской провинции в этот период началось формирование Керетского и Тикшеозерского ЗП (2,88–2,74 млрд лет), внедрились тоналиты (2,78 млрд лет). В Беломорском подвижном поясе выделяется Хетоламбинский покров с metabазальтами и метагабброидами, инъекционными тоналитами, согласными metabазитами и ультрабазитами, рассматриваемых как реликты протоофиолитов (2,92–2,79 млрд лет). С рубежа 2,88–2,79 млрд лет фиксируется образование чупинского парагнейсового комплекса. Позже участками проявился метаморфизм гранулитовой фации (2,7–2,88 млрд лет) и внедрение тоналитов. В Присяянском краевом выступе в период 3,0–2,8 млрд лет происходили преобразования ТТГА. Были сформированы: Онотский и Таргазойский ЗП, состоящие из метамагматических (metabазальтовых и метагабброидных) амфиболитов, метаосадочных низко ($\pm Bt, Gr, St, Gr, Qw$) и высокоглиноземистых ($\pm Ky, St, Grt$) гнейсов, железистых кварцитов; черемшанская парагнейсовая свита шарыжалгайского комплекса. По сравнению с образованиями других регионов ЗП Присяянья имеют небольшие размеры. Их метаморфизм достигал амфиболитовой фации и проявился в период 1,8–1,9 млрд лет.

Неоархей (2,8–2,5 млрд лет). На Фенно-Скандинавском щите (Ранний докембрий ..., 2005, Слабунов, 2008) завершилось формирование ЗП Центрально-Карельской провинции, внедрение диоритов и тоналитов (2,78–2,74 млрд лет), гранитов. Были сформированы метамагматические и хемогенно-осадочные протолиты кольской серии и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. В Кольской провинции появились гранодиоритовые, плагиомикроклиновые щелочно-гранитные, граносиенитовые интрузии, редкометальные пегматиты. В Северо-Карельской провинции сформировался Нотоозерский комплекс (чарнокиты, диориты, тоналиты); в Фенно-Карельской – субщелочные гранитоиды; в Кольской – габбро-анортозиты, щелочные граниты); в Центрально-Кольском и Мурманском блоках – монцониты, сиениты. В Сибирском кратоне рубеж 2,7–2,8 млрд лет проявился не столь масштабно как в Фенно-Скандинавском. В Китойском, Жидойском, Иркутском блоках были сформированы эндербиты. К этому периоду в шарыжалгайском комплексе относятся наиболее древние, так называемые «проблемные» метамагматические породы – гранит-мигматиты, плагиогнейсы, близкие по составу к ТТГА Онотского блока. В Иркутском, Жидойском блоках распространены двупироксеновые плагиосланцы, гнейсы, реконструируемые как метавулканиты высоко- и низкокалиевых известково-щелочных серий с возрастными метаморфизма 2,6–2,7 млрд лет. Среди метаосадочных пород появляются высоко- и низкоглиноземистые сланцы, гнейсы, кварцито-гнейсы ($\pm Grt, \pm Bt, \pm Crd, \pm Cpx, \pm Sil, \pm And, \pm Qz, Pl$), реконструируемые как метаосадочные островодужные и металатеритные континентальные ассоциации. Обнаружены реликты метаморфизованных в условиях гранулитовой фации расслоенных габбро-анортозитов (2,649 млрд лет), близкие к рубежам становления подобных пород в кольском и беломорском комплексах. Метаморфизм, гранитообразование в шарыжалгайской толще происходили в период 2,562–2,557 млрд лет. В китойском комплексе сформировались протолиты метавулканитов нормальных и высококалиевых известково-щелочных серий (2,545 млрд лет), доломитовых и кальцитовых мраморов, металатеритов (древних кор выветривания). Гранулитовый метаморфизм, гранитообразование произошло в период 2,48–2,53 млрд лет. Неоархейские гранитоиды китойского ультраметаморфического комплекса в Иркутском, Жидойском, Китойском блоках встречены или в гранит-мигматитовых полях и (или) небольших массивах. Они представлены гранитами А, I, S и ультраметаморфического типов. Состав последних



определяется субстратом замещаемых пород. Ультраметаморфические гранитоиды в шарыжалгайском (Иркутский и Жидойский блоки) и в китойском (Китойский блок) комплексах по геохимическим характеристикам близки между собой, относятся к син- и постколлизийным. В Онотском и Таргазойском блоках фиксируется образование ультраметаморфических гранитов по ТТГА, в виде мигматитов и небольших их массивов.

Палеопротерозой 2,5–1,8 млрд лет. В Кольской провинции в период 2,4–2,5 млрд лет начался рифтогенез, а в Кольско-Норвежской и Карельской сформировались массивы габбро-анортозитов (Ранний докембрий..., 2005). В Сибири в конце этого периода в породах Онотского, Таргазойского и Китойского блоков завершилась кратонизация. В Иркутском, и отчасти Жидойском блоке, в интервале 2,3–1,9 млрд лет формировались субдукционные известково-щелочные бимодальные серии, терригенные и карбонатные (доломитовые) осадки шарыжалгайского полихронного комплекса.

В зоне сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков в период 1,9 млрд лет образовался Лапландский гранулитовый пояс. В разных его участках фиксируются вариации составов от основных метамагматитов до широкого круга осадочных пород [кварцитов – высокоглиноземистых (Pl, Qw, ±Gr, ±Crd, ±Bt, ±Sil) гнейсов (кондалитов), кальцитовых мраморов и кальцифиров]. Распространены чарнокиты, эндербиты, граниты. В метаосадочных породах детритовые цирконы имеют возраста 2,0–2,9 млрд лет. Рубежи метаморфизма гранулитовой фации составляют 1,85–1,92 млрд лет, средний модельный возраст – 2,3 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005). В Северном Приладожье сформировался Свекофенский (Ладожский) пояс. В нем распространены терригенно-осадочные и карбонатные породы. Проявлены зональный метаморфизм, ультраметаморфизм, присутствуют интрузии диоритов, габбро, пород шошонит-латитовой серии, тоналитов, гранитов. В Иркутском, Жидойском блоках в интервале 2,0–1,9 млрд лет: сформировались протолиты пород бимодальных известково-щелочных и шошонит-латитовых серий; карбонатные, метатерригенные, железистые осадки. В период 1,85–1,86 – метаморфизм метатерригенных биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов и плагиогнейсов, доломитовых мраморов, кварцитов и ультраметаморфизм гранулитовой фации; появление двупироксеновых, гиперстеновых (±Amf, ±Qz, ±Mgt, ±Bi) плагиосланцев и плагиогнейсов, мигматитов по ним, эндербитов, чарнокитоидов. На рубеже 1870 млрд лет произошла субдукция неоархейского китойского комплекса с полихронным шарыжалгайским. В период 1,85–1,868 млрд лет проявилось масштабное гранитообразование с развитием плагио- и калишпатовых мигматитов, ультраметаморфических гранитов, появлением интрузий постколлизийных гранитоидов А типа, приморского, саянского, шумихинского комплексов.

В Сибирском кратоне от раннего архея до раннего палеопротерозоя во всех основных породах разных структурно-вещественных комплексов фиксируются значимые вариации щелочнометалльности (сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (рис. 1а) и содержаний K_2O (рис. 1б). Вариации в составах отражают их распределение в протолитах метаморфических и магматических пород. Существенные значения величин общей щелочнометалльности и K_2O присущи как архейским метаморфическим породам, так и протерозойским (рис. 1, а-б). На обоих графиках точки составов образуют две обособленные области составов – низкокалиевой и известково-щелочной серий и в области высококалиевой и шошонитовой серии. Их границей является область с 5 % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. При этом максимальные значения щелочнометалльности присущи метаморфическим породам шарыжалгайского ГК с палеопротерозойскими протолитами (рис. 1а, 4б). Породы встречаются как в виде пластов, переслаивающихся с двупироксеновыми сланцами (низкокалиевой серии), так в линзовидных телах. Биотит-двупироксеновые плагиосланцы обогащены калием, их протолиты относятся к высококалиевой и шошонитовой сериям (рис. 1 б, 1, 4а, 5-6). В литературе нет данных о присутствии протолитов этих серий в гранулитовых комплексах. Считается, что габбро и

габбро-диабазы (Гладкочуб и др., 2016), также как породы шошонитовой серии (рис. 1а, б, 5–6) отражают завершающий палеопротерозойский этап становления Сибирского кратона. Но в шарыжалгайском комплексе их протолиты метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (рис. 1а, б, т. 4б).

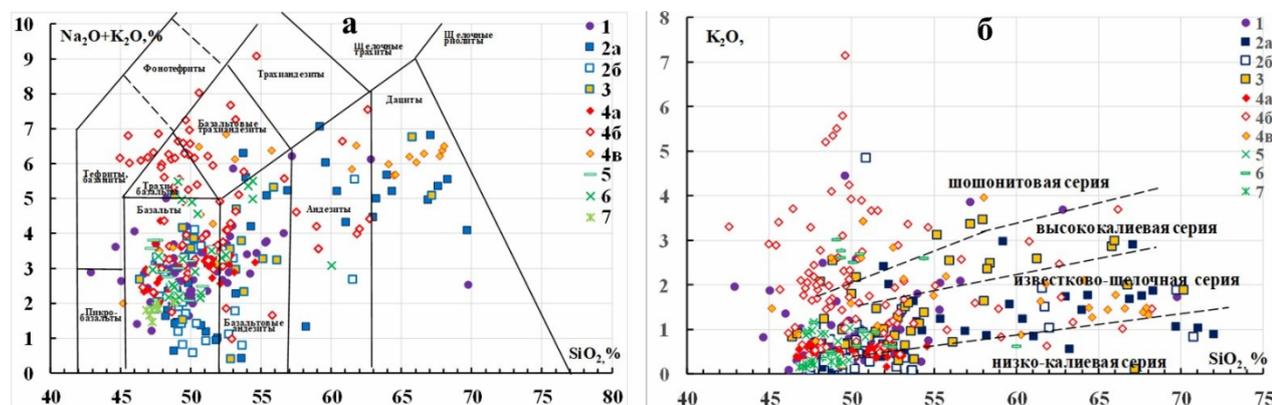


Рис. 1. Распределение щелочей SiO_2 – (Na_2O+K_2O (а) и SiO_2 – K_2O (б)) в метаморфических и магматических породах ГК и ЗП Сибирского кратона. 1–3 – архейские породы: массивы ТТГА, разные свиты ОЗП и ТЗП (1); шарыжалгайский ГК: метаморфические аповулканогенные протолиты (2а), метаморфические апогабброидные протолиты (2б); китайский ГК, аповулканогенные протолиты (3). 4–6 раннепалеопротерозойские породы: шарыжалгайский ГК – двупироксеновые плагиосланцы (метавулканиты нормальных серий, 4а), биотит-двупироксеновые плагиосланцы (метавулканиты известково-щелочных и высококалийных серий, 4б), биотит-двупироксеновые и двупироксеновые плагиосланцы в тектонических блоках оз. Байкал (4в); 5–6 – палеопротерозойские габброиды и диабазы в ОЗП (5) и китайском ГК (6). 7 – неопротерозойские диабазы и габбро-диабазы в шарыжалгайском и китайском ГК, ОЗП.

Как и в Сибирском кратоне в архейских и палеопротерозойских метаматических породах в Фенно-Скандинавском щите (рис. 2 а, б) отмечаются существенные колебания величин щелочнометалльности ($Na_2O+K_2O \%$, рис. 2 а) и калиевости ($K_2O \%$, рис. 2 б). На графиках (рис. 1, 2) обращает на себя внимание большая распространенность в щите метаморфических и магматических пород низкокалийной и известково-щелочной серий (рис. 2а), гораздо меньшая доля пород высококалийной и шошонитовой серий (рис. 2 б). В целом можно сказать, что по сравнению с Сибирским кратоном они здесь редки (рис. 1 а, б). Следует отметить, что в комплексах Фенно-Скандинавского щита широко представлены магниальные образования – коматииты, бониниты, которые неизвестны в Сибирском кратоне. Среди пород дайкового комплекса встречаются магматические породы высококалийной и шошонитовой серии, но в пределах метаморфических комплексов протолиты такого состава пока не установлены. Для Фенно-Скандинавского щита также отмечается отсутствие какой-либо приуроченности высококалийных серий к породам определенных возрастных рубежей.

Выполненные исследования свидетельствуют о существенных различиях проявления основного магматизма в архее – палеопротерозое в Сибирском и Фенно-Скандинавском щитах. Они обусловлены различиями формирования континентальной коры и проявления мантийных процессов в фундаменте разных материков.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (№0350-2016-0029) с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН по теме.

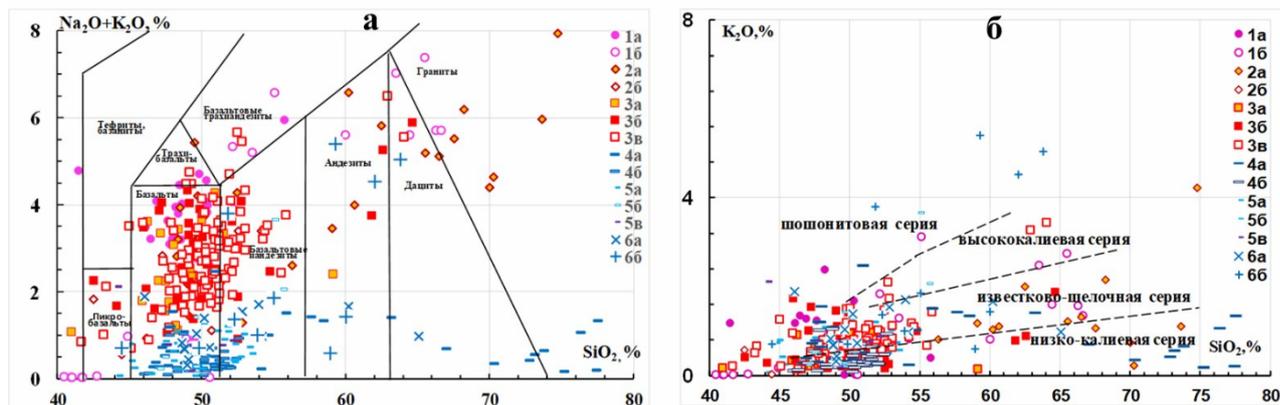


Рис. 2. Распределение щелочей SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) (а) и SiO_2 – K_2O (б) в метаморфических и магматических породах ГК и ЗП Фенно-Скандинавского щита. 1–3 – архейские породы: метаморфические – массивы ТТГА, ЗП – Тулосский, Ветряный, другие (1); метаморфические породы (двупироксеновые сланцы, гнейсы, амфиболиты, 2 а), магматические породы (метагабброиды, метаанортозиты, габброиды, друзиты, 2б) беломорского комплекса; метаморфические породы (двупироксеновые сланцы и гнейсы, амфиболиты, 3а), магматические породы – диабазы и метаультрабазиты (3б) кольской серии. 4–7 – палеопротерозойские породы: лапландского гранулитового комплекса – метаморфические – двупироксеновые сланцы, гнейсы (4а), магматические – габбро, метагаббро, метаанортозиты, друзиты (4б); магматические и метамагматические породы Северо-Печенгского и Имандра-Варзугского ПП (5); метаморфические (двупироксеновые сланцы, амфиболиты, гнейсы, 6а), магматические (габбро, диабазы, диориты, 6б) Свеко-Фенского (Ладожского) ПП.

Литература:

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

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита/ Петрозаводск: Карельский науч. центр Российской акад. наук, Ин-т геологии. 2008. 295 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. С-П.: Наука, 2005. 711с.

ПЕРМСКО–ТРИАСОВЫЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ: РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Леднева Г.В.¹, Базылев Б.А.², Соколов С.Д.¹, Беляцкий Б.В.³

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, *ledneva@ginras.ru, sokolov@ginras.ru*

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия, *bazylev@geokhi.ru*

³Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, *bbelyatsky@mail.ru*

В Чукотской складчатой системе, охватывающей обширную территорию от Берингова пролива до р. Колымы, пермско-триасовый магматизм проявился в формировании гипабиссальных интрузий базитового состава (Иванов, Милов, 1975; Дегтярев, 1975; Тильман, Сосунов, 1060; Гельман, 1963; Ольшевский, 1980; Журавлев и др., 2016; Ledneva et al., 2011, 2014). Эти интрузии приурочены к пространственно разобленным антиклинориям,



в пределах которых выходят породы позднепротерозойского – раннепалеозойского метаморфического фундамента и перекрывающие их отложения мезозойского чехла. В основу работы положены результаты исследования гипабиссальных пород Кепервеевского, Мало-Аньюйского и Номнункувеевского антиклинориев Аньюйского субтеррейна Западной Чукотки, а также Куульского и Улювеевского антиклинориев Чаунского субтеррейна Восточной Чукотки (тектоническое районирование по (Соколов, 2010)).

Гипабиссальные интрузии представляют собой преимущественно пластовые тела мощностью от первых метров до 300–400 м и протяженностью до 12–15 км, реже маломощные дайки, штоки и массивы площадью до 30 км². Они повсеместно прорывают нижнетриасовые терригенные отложения шельфа и континентального склона (Тучкова и др., 2007), развиты на границе каменноугольных и пермско-триасовых отложений и не установлены в средне-верхнетриасовых и более молодых толщах осадочного чехла. Пермско-триасовый возраст пород (ок. 252 млн лет) обоснован данными U–Pb датирования цирконов (Ledneva et al., 2011, а также неопубликованные данные авторов) и геологическими наблюдениями.

Изученные породы разных антиклинориев петрографически однотипны и представлены микро- и мелкозернистыми роговообманковыми и биотит–роговообманковыми габбро и диоритами, богатыми ильменитом и титаномагнетитом и содержащими кварц и микрографические сростания кварца, альбита и калиевого полевого шпата. По составу они отвечают умеренно-Ti низко-K и умеренно-K габбро и диоритам нормальной щелочности, обнаруживают обогащение более некогерентными элементами относительно менее некогерентных, а также обогащение радиогенными изотопами стронция и неодима. При принципиальном сходстве составов и распределении редких и рассеянных элементов, габброиды Западной и Восточной Чукотки различаются уровнями содержания редкоземельных элементов и поведением ниобия (в габброидах Восточной Чукотки проявлена незначительная отрицательная аномалия, не характерная для габброидов Западной Чукотки). Однако наиболее заметные различия проявлены в изотопном составе неодима. Так, в габброидах Западной Чукотки значения $\epsilon Nd(T)$ при $T = 252$ млн лет составляют от +4.8 до +5.7 и остаются близкими в породах с магнезиальностью ($Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$), варьирующей в диапазоне 9–55. В габброидах Восточной Чукотки величина $\epsilon Nd(T)$ при $T = 252$ млн лет составляет от +0.9 до +2.6 и в одном из изученных тел коррелирует с магнезиальностью пород. Модельный возраст $T(DM2)$, обычно интерпретируемый как возраст источника расплава, составляет ок. 630 млн лет (582–638 млн лет) для габброидов Западной Чукотки и ок. 890 млн лет (822–922 млн лет) для габброидов Восточной Чукотки.

По геохимии и изотопному составу стронция, неодима и свинца, изученные габброиды являются типичными внутриплитными породами, а их возраст близок ко времени формирования крупной магматической провинции Сибири (Kamo et al., 2003). При этом приуроченность пермско–триасовых габброидов Чукотской складчатой системы к терригенным отложениям шельфа и континентального склона указывает на проявление внутриплитного магматизма в области перехода от континента к океану.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №18-05-70061).

Литература:

Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Аньюйской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 127–134.

Дегтярев В.С. Петрохимические особенности Амгуэмо-Аньюйской диабазовой формации Чукотской складчатой области // Магматизм Северо-Востока Азии. Труды первого Северо-Восточного петрографического совещания. Часть II. Магматические комплексы Северо-Востока СССР. М.: Магаданское книжное издательство, 1975. С. 160–175.



Журавлев Г.Ф., Казьмин С.С., Пукало Р.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Анюйско–Чаунская, лист Q-59-I,II. Бычков Ю.М. (ред.). М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. (Министерство природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Чукотприродресурсы, ЗАО Чаунское ГПП).

Иванов О.Н., Милов А.П. Диабазовая формация Чукотской складчатой системы и ее связь с базитовым магматизмом северного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Магматизм Северо-Востока Азии. Труды первого Северо-Восточного петрографического совещания. Часть II. Магматические комплексы Северо-Востока СССР. М.: Магаданское книжное издательство, 1975. С.155–159.

Ольшевский В.М. Дифференциация диабазовых силлов в Анюйской складчатой системе // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока России. 1980. № 25. С. 52–60.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. Т. 44. № 6. С. 60–78.

Тильман С.М., Сосунов Г.М. Некоторые особенности развития Чукотской геосинклиналиной зоны в нижнем триасе // Доклад Акад. СССР. 1960. Т. 130. № 4. С. 834–837.

Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–9

Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Yu., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., Trofimov, V.R. Rapid eruption of Siberian flood volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 75–91.

Ledneva G.V., Bazylev B.A., Layer P.W., Ishiwatari A., Sokolov S.D., Kononkova N.N., Tikhomirov P.L., Novikova M.S. Intra-plate gabbroic rocks of Permo–Triassic to Early–Middle Triassic dike-and-sill province of Chukotka (Russia) // ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. Fairbanks, Alaska, May 2011. Stone D.B., Grikurov G.E., Clough J.G., Oakey G.N., Thurston D.K. (Eds.). St. Petersburg: A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 2014. P. 115–156.

Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo–Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 40. P. 737–745.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ ОФИОЛИТОВЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ И ИХ U-РЬ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПО ЦИРКОНАМ

Леснов Ф.П.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, lesnovfp@list.ru

Модели образования, механизмы и время внедрения в верхние этажи земной коры магматических комплексов, состоящих из тел ультрамафитов и пространственно тесно сближенных с ними тел габброидов, были и на протяжении последних десятилетий остаются одной из ключевых проблем петрологии магматических горных породах. В разное время был разработан ряд гипотез по этой теме. При этом было установлено, что мафит-ультрамафитовые комплексы в виде поясов, реже ареалов различных размеров присутствуют практически во всех складчатых и платформенных структурах, а также в срединно-океанических хребтах. Было также установлено, что массивы этих пород весьма многообразны по размеру и морфологии, по относительной распространенности ультрамафитов и габброидов и по петрографическому составу, а также по времени внедрения в верхние этажи земной коры. Особенно актуальным был вопрос о природе самого вещества ультрамафитов, получивших название *альпийно-типных* и обычно включавшихся в состав офиолитовых ассоциаций. В определенное время существовали представления об ультрамафитовой магме, о ее внедрении в виде интрузий, а также об



образовании ультрамафитов в качестве кумулатов базальтоидных или пикритоидных расплавов. Позже эти гипотезы оспаривались сторонниками метасоматического происхождения ультрамафитов. В дальнейшем в рамках получившей широкое признание концепции тектоники плит подходы к проблеме генезиса мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитовых ассоциаций существенно изменились (Колман, 1979). Согласно этой концепции входящие в состав офиолитовых ассоциаций комплексы слагают кору океанического типа, которая представляла собой серию перекрывающих друг друга магматических и терригенно-вулканогенных образований, имеющих преимущественно пологое залегание. При этом предполагалось, что в основании офиолитовых ассоциаций залегает комплекс реститогенных ультрамафитов, который вверх по разрезу перекрыт полосчатым и затем габброидными комплексами, а также завершающими этот разрез комплексами базальтоидов и пелагических осадков. Однако по мере накопления геолого-структурных, петрографических и других данных в указанной структурной модели офиолитовых ассоциаций стали обнаруживаться различные противоречия. Важнейшим из них явилось то обстоятельство, что комплекс габброидов не «перекрывает» комплекс ультрамафитов, а прорывает его в виде интрузивов различного размера, и что так называемый «полосчатый комплекс» сложен очень неоднородными продуктами магмо-метасоматической трансформации реститогенных ультрамафитов под влиянием мафитовых расплавов и их флюидов. На основе новых структурно-геологических, петрографических, геохимических, минералогических и изотопно-геохронологических фактических данных, полученных при изучении ряда эталонных мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций Чукотки, Корякии, Камчатки, о. Сахалин, Северного Прибайкалья, Восточного Забайкалья, Тувы, Монголии и других регионов в свое время была предложена концепция полигенного формирования офиолитовых мафит-ультрамафитовых массивов, суть которой в общих чертах сводится к следующему (Леснов, 2015). Офиолитовые мафит-ультрамафитовые массивы структурно приурочены к зонам глубинных разломов и оперяющим их разрывам, что преопределяет их изначальное преимущественно поясовое расположение, которое из-за последующих складчато-блоковых деформаций земной коры местами сменялось их ареальным расположением. Мафит-ультрамафитовые массивы имеют преимущественно линзовидную в плане форму и круто наклоненные контакты с породами обрамления, которые местами приобрели относительно пологое залегание вследствие более поздних деформаций земной коры. Согласно предложенной концепции полигенные мафит-ультрамафитовые массивы состоят из четырех пространственно сближенных, но генетически автономных тел различного размера и петрографического состава: а) протрузия *реститогенных ультрамафитов* (лерцолиты, гарцбургиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности); б) более поздний интрузив *ортомагматических габброидов* (преимущественно безоливиновые габбро и габбронориты), прорывающий протрузию ультрамафитов и породы ее обрамления; в) контактово-реакционная зона А, расположенная вдоль границ ультрамафитовой протрузии и габброидного интрузива, сложенная широко варьирующими по количественно-минеральному составу *гибридными ультрамафитами* (верлиты и плагиоверлиты, вебстериты, клинопироксениты и их оливин- и плагиоклазсодержащие разновидности) и *гибридными габброидами* (оливиновые габбро и габбронориты, троктолиты различной меланократовости), которые образовались в результате взаимодействия мафитовых расплавов и их флюидов с реститогенными ультрамафитами, контаминированных их веществом; г) контактово-реакционная зона Б, расположенная вдоль границ габброидного интрузива с метаморфизованными терригенно-вулканогенными породами обрамляющих массив толщ, сложенная широко варьирующими по количественно-минеральному составу *гибридными габброидами* (кварц-биотит-амфиболовые габбро, габбро-диориты, диориты), которые образовались в результате



взаимодействия мафитовых расплавов и их флюидов с метаморфизованными терригенно-вулканогенными породами обрамляющих толщ и контаминированных их веществом.

Механизм формирования полигенных мафит-ультрамафитовых массивов представляется следующим. Ультрамафитовые протрузии испытывали и испытывают в настоящее время перманентное восходящее перемещение вдоль зон глубинных разломов от уровней верхней мантии, где произошло частичное плавление протолита с образованием ультрамафитовых реститов, до верхних этажей земной коры. В процессе восходящего перемещения размеры протрузий постепенно уменьшались в результате своеобразного «соскабливания» их динамометаморфизованной серпентинитовой «оболочки». Некоторые протрузии были превращены в безкорневые. Существенно позже вдоль периодически подновляемых висячих и лежачих тектонических контактов ультрамафитовых протрузий, а также вдоль секущих их разрывов внедрились мантийные мафитовые расплавы и сформировались интрузивы габброидов. Критериями более позднего формирования габброидных интрузивов являются присутствующие в них ксенолиты в различной мере преобразованных ультрамафитовых реститов, а также штоки, дайки и жилы габброидов, пироксенитов и верлитов, секущие протрузии ультрамафитов. Отметим, что в некоторых полигенных мафит-ультрамафитовых массивах была выявлена более или менее отчетливо выраженная дискретность химических составов ультрамафитов и габброидов, а также значительная дисперсия химического состава пород из контактово-реакционных зон.

Модель полигенного формирования мафит-ультрамафитовых массивов офиолитовых ассоциаций получила дополнительное обоснование на основе результатов изотопного датирования слагающих их пород и минералов. Так, еще при первых определениях абсолютного возраста альпинотипных ультрамафитов, выполненных K/Ar методом, были получены очень древние его значения (2200–950 млн лет). В последние десятилетия U-Pb изотопным методом по цирконам были получены более достоверные и при этом значительно варьирующие оценки возраста пород из некоторых мафит-ультрамафитовых массивов Урала (Войкаро-Сыннинский, 2552–1800 млн лет; Кытлымский, 2800–1494 млн лет; Восточно-Хабарнинский, 2808–1911 млн лет; Сахаринский, 1687–1517 млн лет), Восточного Забайкалья (Шаманский, 3049–1189 млн лет), Чукотки (Алучинский, 2698–1794 млн лет), о. Сахалин (Березовский, 3100–990 млн лет, рис. 1), Курильских островов (Шикотанский, 2775–936 млн лет), Южной Кореи (Баекдонг, 2522–1846 млн лет), ЮВ Бразилия (Розета-Коррего да Арея, 2550–597 млн лет), Срединно-Атлантического хребта (3126–1116 млн лет) и других. Причем цирконы из ортомагматических габброидов из Березовского массива (о. Сахалин) показали намного более молодые возраста (170–150 млн лет) по сравнению с цирконами из прорываемых ими ультрамафитов. При этом в общей сложности в этих массивах были выделены четыре генетических типа цирконов: а) реликтовые, б) ксеногенные, в) сингенетические и г) эпигенетические (Lesnov, 2017; Lesnov, 2018; Lesnov и др., 2019).

Реликтовым цирконам часто имеют округленные в результате резорбирования формы, они полностью или почти полностью лишены кристаллографической огранки. Им присущи низкое до полного отсутствия катодолюминесцентное свечение и нарушенная осцилляторная зональность. Цирконы этого типа представлены, как в реститогенных, так и в гибридных ультрамафитах. Предполагается, что изначально эти цирконы находились в верхнемантийном протолите в качестве ювенильной фазы, которая при его частичном плавлении была подвергнута резорбированию. Одновременно были нарушены их оптические и геохимические свойства, а также из-за частичной потери радиогенного свинца при его диффузии произошло неравномерное нарушение («омоложение») их U-Pb изотопных систем. По этой причине получаемые значения изотопного возраста реликтовых цирконов варьирует в очень широких пределах. Наиболее древние значения возраста реликтовых цирконов (>

3000 млн лет) в первом приближении могут указывать на минимальный возраст верхнемантийного протолита, в котором находились ювенильные цирконы.

Ксеногенные цирконы по своим параметрам, в том числе по широко варьирующим значениям изотопного возраста во многом сопоставимы с реликтовыми цирконами, но в отличие от последних они присутствуют в гибридных габброидах из контактово-реакционных зон. Предполагается, что цирконы этого типа изначально находились в реститогенных ультрамафитах, но затем при преобразовании последних при взаимодействии с более поздними мафитовыми расплавами были «захвачены» ими в качестве ксеногенной фазы.

Сингенетические цирконы встречаются в ортомагматических габброидах, интрузивы которых прорывают протрузии ультрамафитов. Они обычно представлены идиоморфными кристаллами, имеющими ритмичную осцилляторную зональность. По изотопному возрасту, которые изменяется в сравнительно узком интервале, эти цирконы существенно моложе реликтовых и ксеногенных цирконов из ультрамафитов. Предполагается, что цирконы этого типа кристаллизовались непосредственно из того мафитового расплава, который сформировал габброидный интрузив, прорывающий ультрамафитовую протрузию, и что изотопный возраст соответствует времени формирования этого интрузива.

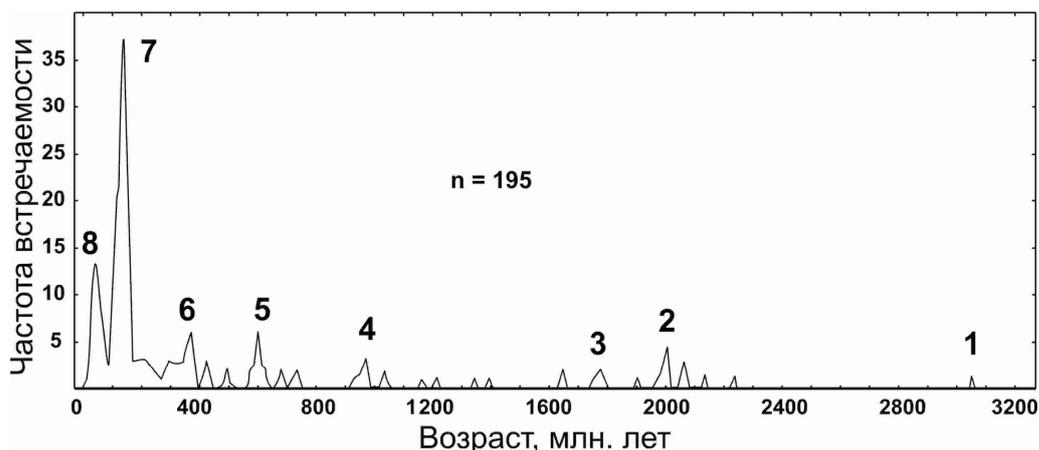


Рис. 1. Гистограмма распределения значений изотопного возраста цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин), рассчитанных по параметру $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (по Lesnov, 2017).

Эпигенетические цирконы, которые по своим морфологическим и оптическим свойствам сравнимы с сингенетическим цирконам, иногда встречаются в разных по составу и генезису породах полигенных мафит-ультрамафитовых массивов. Отличительной особенностью этих цирконов является то, что они имеют значительно меньший возраст (первые десятки млн лет) по сравнению с цирконами трех предыдущих типов. Предполагается, что эпигенетические цирконы образовались в процессе инфильтрации в породы полигенных массивов флюидов, которые отделялись от наиболее поздних расплавов кислого или основного состава, внедрившихся вблизи породы мафит-ультрамафитовых массивов.

В целом имеющиеся данные по изотопному датированию цирконов позволяют лучше обосновать *концепцию полигенного формирования* мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состава офиолитовых ассоциаций (Lesnov, 2017).

Работа выполнена по государственному заданию Института геологии и минералогии им. академика В.С. Соболева СО РАН (№ 0330-2016-0013).



Литература:

- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Издательства «Мир». 1979. 262 с.
- Леснов Ф.П., Пинхейро М.А.П., Сергеев С.А., Медведев Н.С. Геохимия и изотопный возраст цирконов из пород ультрамафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия) // Геология и геофизика. 2019. Том 60. № 5. С. 619–640.
- Леснов Ф.П. U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. № 1. 2018. С. 6–16.
- Lesnov F.P. Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London, Leiden: Publishing House Taylor & Francis Group. 2017. 300 p.

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЕЛИТОВ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Лиханов И.И.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; likh@igm.nsc.ru

Полиморфные модификации Al_2SiO_5 – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных P - T параметрах. На основе различных трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на P - T диаграмме с полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные "барические" типы метаморфизма. Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах; при росте давления он сменяется кианитом, а при повышении температуры они оба замещаются силлиманитом, что приводит к формированию зональных метаморфических комплексов или фациальных серий низких и умеренных давлений.

"Тройная точка", соответствующая устойчивому равновесному сосуществованию всех трех полиморфов Al_2SiO_5 , – один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием этих фаз информативны для калибровки геотермометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров (Reverdatto et al., 2019). В литературе было описано несколько проявлений метаморфизма с "тройной точкой", к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо, Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире и поднятий Рио Мора, Пикурис, Тручас в Нью-Мексико, обзор которых приведен в (Likhanov and Santosh, 2020). Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, формировавшихся при P - T параметрах "тройной точки". Это, так называемый "тип Айдахо" (Niitanen, 1967). Пересмотр этих объектов с применением новейших методов исследований показал, что во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно в метапелитах обычного химического состава (Pattison, 2001). Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления андалузита, силлиманита и кианита возможна только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку речь здесь может идти не об одновременном устойчивом сосуществовании указанных минералов, а об их последовательной смене в процессе эволюции термодинамических условий при полиметаморфизме. Доклад посвящен обоснованию этих положений на примере высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского края, для которых типична ассоциация трех алюмосиликатов.

По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12

мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %) (Лиханов и др., 2005). Полицикличность этих комплексов, выраженная наложением поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий, четко диагностируется по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам (Likhanov et al., 2019). По результатам исследований были выделены два проградных этапа в их развитии (рис. 1).

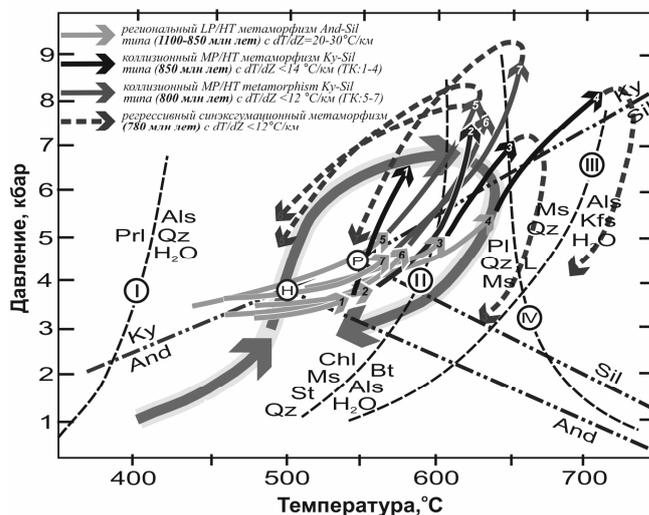


Рис. 1. P - T тренды метаморфизма для глиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа (тейский комплекс: 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский; 4 – чапский участки; гаревский комплекс: 6 – енисейский, 7 – тисский и 8 – гаревский участки) в сравнении с обобщенной P - T эволюцией And+Ky+Sil-содержащих пород из других регионов мира (серой петлей). Пунктирными линиями с римскими цифрами приведены известные минеральные равновесия для метапелитовой системы, штрихпунктиром и кружками показаны координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 .

На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And-Sil типа с гренвилевским возрастом (~1050–950 млн лет) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35$ °C/км (Likhanov, 2018). На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 850 и 800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ (Likhanov et al., 2015). В последовательности пород Ky-Sil метаморфизма максимальные значения P - T параметров свойственны метапелитам чапского участка ($P=5.8-8.4$ кбар, $T=630-710$ °C; $dT/dH=12-14$ °C/км), характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма Ky-Sil типа силлиманит встречается реже. Фибролит обычно появляется только вблизи гранитов (маяконский и тейский участки), что связывается с локальным привнесом дополнительного тепла со стороны гранитоидных интрузивов (Likhanov and Santosh, 2017). Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибrolита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами. Для маяконского участка характерны $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$ реакционные соотношения; для полканского участка – $And \rightarrow Ky + Sil$; для чапского участка – $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky$; для тейского участка – $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$ (Likhanov and Santosh, 2020).

Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также



видимые различия в структурно-текстурных особенностях, P - T условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 , связанным со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий (Лиханов, 2020). Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя P - T тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через “тройную точку” (рис. 1). Сравнительный анализ с аналогичными проявлениями в других регионах мира показал, что в природе не существует истинных парагенезисов “тройной точки”, в которых три разных полиморфа Al_2SiO_5 росли бы одновременно при одинаковых P - T условиях, и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Они всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались разновременно. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки P - T параметров метаморфизма и калибровки геотермометров может являться причиной значительных ошибок.

Соотношения устойчивости природных алюмосиликатов нуждаются в дальнейшем изучении. И даже в том случае, когда взаимоотношения в рассматриваемой системе будут выявлены достаточно полно, при приложении экспериментальных данных к природным объектам следует, прежде всего, учитывать влияние компонентов-примесей и кинетику протекания реакции и образования центров кристаллизации, а не термодинамику полиморфных превращений. Автор полагает, что парагенезисы “тройной точки” имеют большое значение не столько для обоснования конкретных условий температуры и давления, сколько для привлечения внимания к природе самих процессов метаморфизма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00152).

Литература:

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*, 2020, т. 28, № 1, с. 4–22.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и P - T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // *Петрология*. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.

Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // *Journal of Geology*. 1967. V. 75. P. 187–214.

Likhanov, I.I. 2019. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: Ferrero, S., Lanari, P., Gonsalves, P. & Grosch, E. G. (eds). *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* // Geological Society, London, Special Publications, V. 478, P. 98–115.

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.

Likhanov I.I., Santosh M. The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geological Journal*. 2020. V. 55, P.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P - T - t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 391–410.

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.

Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. P. 1414–1422.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. *The Nature and Models of Metamorphism*. Cham: Springer. 2019. 330 p.



РЕКОНСТРУКЦИЯ P - T - t ТРЕНДОВ И ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНЫХ ПРИЧИН МЕТАМОРФИЗМА В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

Лиханов И.И.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; likh@igm.nsc.ru

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция и анализ P (pressure)- T (temperature)- t (time) трендов эволюции пород. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках (Reverdatto et al., 2019). Прогресс в этом направлении в последние годы обусловлен совершенствованием инструментальной базы, прецизионных методов исследования вещества – *in situ* локального микроанализа и датирования зональных метаморфических минералов, и вычислительного аппарата геотермобарометрических процедур с использованием мультиминеральных равновесий. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере геологических комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и УНТ гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35$ °C/км (Likhanov and Reverdatto, 2011). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение And→Ky±Sil (Likhanov and Santosh, 2020). Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет (Likhanov et al., 2004). Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) (Likhanov, 2019). Особенности этого метаморфизма являются малая мощность зон (3-8 км) и повышение давления при приближении к надвигам от 4,5 до 8 кбар при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о низком метаморфическом градиенте от 7 до 14°C/км (рис. 1).

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1–10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением (Likhanov et al., 2015). Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию P - T - t трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12$ °C/км пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис. 1), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма (Likhanov and Santosh, 2017, 2019). Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением



концентрации Y и HREE в зональных гранатах (Likhanov, 2019). Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности. В качестве примера приведена эволюция P - T параметров с ходом «против часовой стрелки» при высоком градиенте до 200 °C/кбар, указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве 900–1000 °C с последующим субизобарическим остыванием (рис. 2 а). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП (Лиханов и др., 2016). Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования УНТ гранулитов сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита (рис. 2 б) (Ножкин и др., 2019). Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры за счет поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов в обстановках внутриконтинентальных рифтов с последующим медленным остыванием на глубинах, соответствующих нижним и средним горизонтам континентальной коры.

В пределах Приенисейской сдвиговой зоны (ПРСЗ) породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов (Likhanov et al., 2018). Выявленные различия в P - T параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами и конфигурации P - T - t трендов контролировались разными тектоническими механизмами. Полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5–3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом $dT/dH < 10$ °C/км в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма (рис. 3), что вероятно было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями, которые подверглись метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240 °C при более высоком градиенте $dT/dH = 15–20$ °C/км (рис. 3). Такие превышения P - T параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и/или превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига (Лиханов, 2020).

Резюме. Анализ P - T - t трендов свидетельствует, что эволюция термодинамических параметров в рамках одного и того же типа метаморфизма может происходить как «по часовой стрелке» (CW), так и «против движения часовой стрелки» (CCW). Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей метаморфизма, определяющих итоговую траекторию P - T - t трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Для большинства пород, образование которых связано с процессами коллизии плит и в сдвиговых зонах земной коры, характерны P - T - t тренды с движением «по часовой стрелке» (CW).

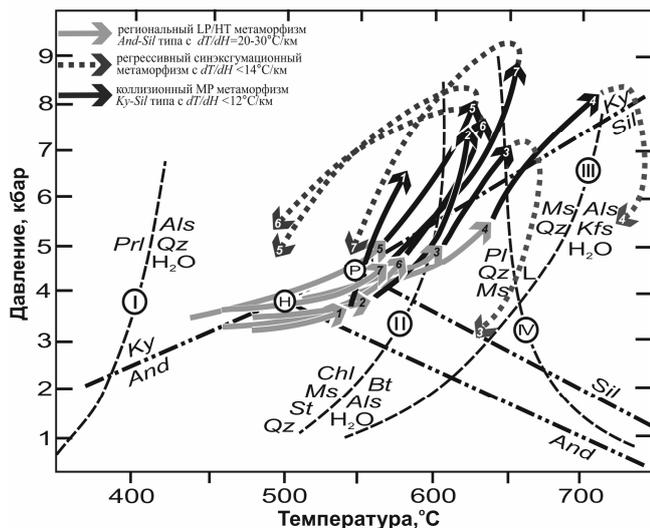


Рис. 1. *P-T-t* тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов Заангарья Енисейского кряжа. Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки.

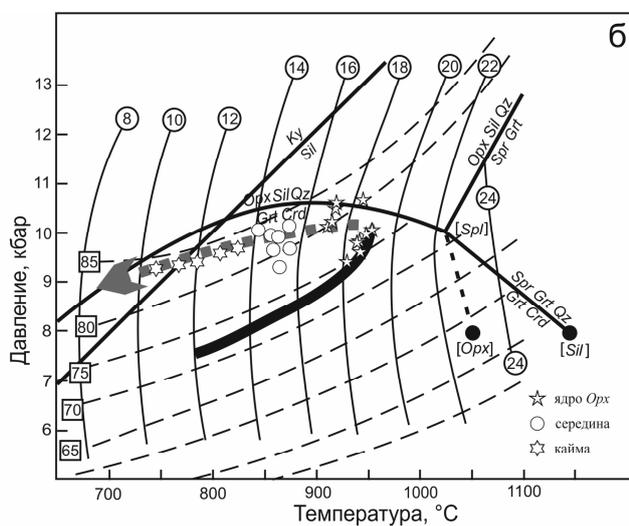
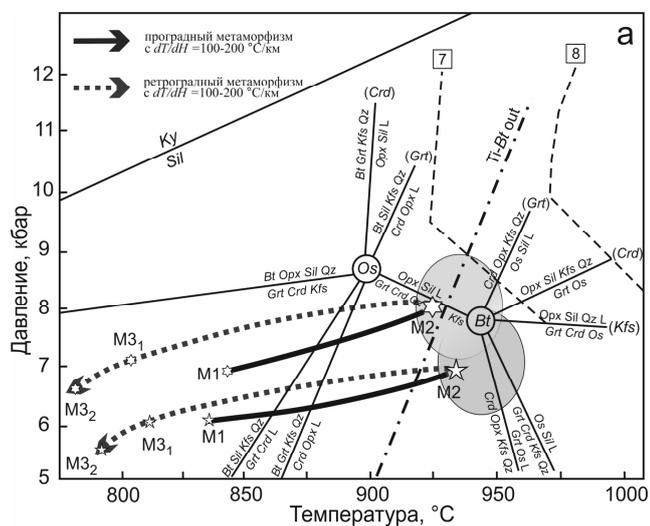


Рис. 2 (а) *P-T-t* тренды УНТ гранулитов канского комплекса Южно-Енисейского кряжа с движением “против часовой стрелки” на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3 , мас. % в ортопироксене. (б) *P-T* тренд эволюции УНТ гранулитов Анабарского щита, установленный на основе X_{Al} и X_{Mg} изоплет ортопироксена.

Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 15$ °C/км связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (CCW). Комплексы с субизобарическим остыванием (CCW) при высоком градиенте до 200 °C/кбар образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности.

Наиболее хорошо разработаны тектонические модели для гранулитовых комплексов. Для других типов пород, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит, ситуация менее понятна. В частности, это может относиться к высокоградиентным комплексам бластомилонитов, представленным пакетами тектонических пластин и зон с вязкопластичным течением горных масс, подвергнутым быстрым сдвиговым деформациям. Процессы фрагментации вещества в таких метаморфических толщах обычно происходят с обособлением реологически контрастных доменов, каждый из которых имеет индивидуальную *P-T-t-d* (deformation) историю формирования. Эти вопросы разработаны слабо, что требует дополнительных исследований.

В целом же, P - T - t тренды эволюции пород являются эффективным инструментом для исследования тектонотермальных процессов при метаморфизме. А интерпретация результатов P - T - t эволюции пород с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы для корректного решения большого класса геодинамических задач.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 18-05-00152

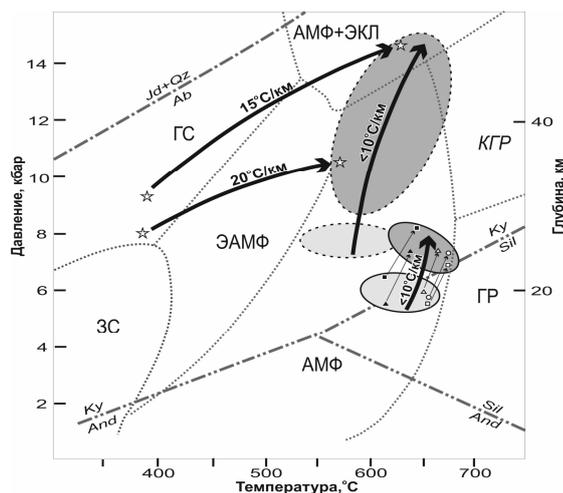


Рис. 3. P - T тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов ПРС3. Эллипсы светло-серого и темно-серого цветов обозначают P - T области исходных гнейсов и развитых по ним бластомилонитов, соответственно. Обобщенные направления P - T трендов показаны толстыми стрелками с величинами метаморфического градиента.

Литература:

- Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А. Сапфириносодержащие гранулиты Анабарского щита // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Geological Society of London, Special Publications*. 2019. V. 478. P. 89–115.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. No. 7. P. 802–845.
- 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.
- 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.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. 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.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 391–410.



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.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer. 2019. 330 p.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, МАГМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В.

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

Алтае-Саянская складчатая область является одной из наиболее перспективных редкометальных провинций России. В ее пределах сконцентрирован ряд крупных месторождений редких металлов, редких элементов и редких земель, таких как Асхатин, Тастыг, Соль-Бельдыр, Улуг-Танзек, Карасук и ряд других. К этой же провинции примыкают месторождения, развитые вдоль юго-западного края Сибирской платформы: Бело-Зиминское, Тагнинское, Зашихинское, Гольцовое, Вишняковское, Белореченское. Месторождения этой провинции возникли в разные металлогенические эпохи и в разных геотектонических обстановках, что определило и разные закономерности их распространения и разную металлогеническую нагрузку. Наиболее древние из них (редкометальные пегматиты) возникли в конце палеопротерозоя, ряд месторождений, связанных с карбонатитами, в том числе Белозиминской группы, образовалась в конце рифея. Наиболее молодые месторождения формировались в позднем палеозое (Ярмолюк и др., 2016) и раннем мезозое (Анникова и др., 2016).

Важной etapом в формировании редкометальной провинции стала также раннепалеозойская эпоха, когда в восточной ее части возник ряд месторождений Be, W, Mo, Zr, Nb, REE (Куприянова и др., 2011; Государственная карта..., 2013).

В последние годы нами выполнены исследования по уточнению возраста, структурной позиции и условий формирования магматизма, контролирующего раннепалеозойскую редкометальную минерализацию в пределах Алтае-Саянской области. Этот магматизм проявился в ходе формирования крупной магматической провинции, возникшей в восточной части Алтае-Саянской области в раннем палеозое (Владимиров и др., 1999). Эта провинция в основном сложена продуктами известково-щелочного гранитоидного магматизма, представленными многочисленными плутонами, рассредоточенными по территории Восточной Тувы и северо-западной Монголии. Наряду с такими гранитоидами, типичными для обстановок конвергенции, в строении провинции достаточно широко распространены также породы внутриплитной специфики: пикриты, высокотитанистые субщелочные и щелочные габброиды, щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами, нефелиновые сиениты, щелочные (агпайтовые) граниты и сиениты, литий-фтористые граниты (Добрецов, 2011; Ярмолюк и др., 2016). Их выходы контролируются линейными зонами разломов, тяготеющими преимущественно к краевым участкам провинции (Кузьмин и др., 2014), а сами породы характеризуются ярко выраженной редкометальной специализацией. Среди таких участков выделяется зона Кандатского разлома в области сочленения Восточного и Западного Саяна. В ее пределах прослеживается группа массивов щелочных и литий-фтористых гранитоидов, окуневского комплекса, представляющих перспективные рудные



объекты. Для ряда из них нами были получены геохронологические данные, свидетельствующие об их ранне- среднеордовикском возрасте.

Так, образование мусковит-флюорит-бериллиевых руд месторождения Радуга произошло – 469 ± 5 млн лет (Лыхин и др., 2019). Эти результаты согласуются с данными по возрасту щелочных гранитов Попереченского массива – 465 млн лет (Куприянова и др., 2011), расположенного вблизи месторождения. Формирование щелочных рибекитовых гранитов Окуневского месторождения, с которым связано образование одноименного месторождения, произошло 481–486 млн лет назад (Лыхин и др., 2017). Возраст Арысканского тантал-ниобий-циркониевого месторождения и вмещающих его щелочных гранитов по нашим данным оценен в ~ 473 млн лет. Образование Поселенского массива, с которым связано Казырское молибденит-вольфрамит-берилловое месторождения, по данным (Куприянова и др., 2011; Государственная карта..., 2013) произошло между 461 и 506 млн лет назад. В другой части Алтае-Саянской магматической области образовались Тастыгские сподуменовые пегматиты с близким возрастом – 483 ± 13 млн лет (Кузнецова и др., 2018).

Общей особенностью этих месторождений является связь рудной минерализации с эволюцией щелочногранитоидных расплавов. Дифференциация таких магм сопровождалась накоплением рудных компонентов в остаточных расплавах вплоть до появления рудных концентраций. Очевидно, процессам фракционирования способствовала обогащенность магматических расплавов фтором. На это указывает флюорит, содержащийся в виде интерстиционного минерала в породах практически всех упомянутых массивов. На примере Окуневского массива было показано, что после внедрения гранитов формировался остаточный магматический флюид, насыщенный фтором и редкими элементами. Этот флюид взаимодействовал с геохимическим барьером, представленным вмещающими породами карбонатного состава. На контакте гранитов с этими породами произошло связывание фтора во флюорит. Следствием этого стало разрушение фтор-содержащих комплексов рудного флюида и выделение редких элементов в собственные минеральные формы. Так произошло не только на месторождении Окуневское, но и на месторождениях Радуга, Казырское и др. Руды этих месторождений наследуют геохимические особенности гранитоидов и обогащены такими элементами, как Nb, Ta, Zr, W, REE, а также Li и Be. Выявленные связи между магматизмом и рудной минерализацией позволяют рассматривать зону Кандатского глубинного разлома в качестве металлогенической зоны, специализированного на Nb, Ta, Zr, W, REE, Li и Be. Эта зона в значительной части совпадает с бериллиевоносной Восточно-Саянской металлогенической зоной (Куприянова и др., 2011), что позволяет рассматривать ее под тем же названием.

Полученные геохронологические данные связывают образование щелочных гранитоидов, окуневского комплекса и ассоциирующую с ними рудную минерализацию с ранней, постаккреционной стадией формирования Алтае-Саянской складчатой области. В это время в ее пределах возникла крупная раннепалеозойская магматическая провинция (Кузьмин и др., 2014; Ярмлюк и др., 2016, Лыхин и др., 2017). Формирование провинции связывается с участием в раннепалеозойской истории области горячей точки мантии (мантийного плюма), которая была перекрыта в ходе аккреции Алтае-Саянским супертеррейном. Тепловое воздействие плюма на литосферу террейна привело к коровому анатексису и образованию многочисленных гранитных массивов, определивших облик магматической провинции. Вещественное участие плюма наиболее выразительно проявилось в зонах крупных разломов, по-видимому, рифтогенного типа, в пределах которых формировались породы, типичные для внутриплитных обстановок, в том числе редкометальные гранитоиды. В строении провинции выделяется несколько таких зон. Это указывает на высокий металлогенический потенциал раннепалеозойского магматизма Алтае-



Саянской складчатой области, и позволяет выделить в истории складчатой области раннепалеозойскую редкометальную эпоху, связанную с активностью мантийного плюма.

Литература:

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. т. 58. № 5. С. 451–475.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 6. С.795–798.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Восточно-Саянская серия. Лист N-47-XIX (Ак-Суг). Объяснительная записка // Ред. Ю.С. Глухов. Москва. 2013. 214 с.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1957–1973.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А. Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитов и богатых литием редкометалльных пегматитов Хусуингольского поля (Сангиленское нагорье) // Докл. РАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 439–443.

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.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М.: ВИМС. 2011. 353 с.

Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Травин А.В. Возраст и геологическое положение Окунёвского редкометального рудно-магматического комплекса (Западный Саян) // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 4. С. 436–440.

Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Травин А.В. Состав и возраст флюорит-бериллиевое месторождения Радуга, Западный Саян: к проблеме оценки металлогенических перспектив территории // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 53–58.

Ярмолюк В. В., Лыхин Д. А., Козловский А. М. и др. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5 С. 515–536.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ТРАППОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Магретова Л.И.

ГОО «Центргеологсъемка», Караганда, Казахстан, limag@mail.ru

Кайнотипный мафит-ультрамафитовый раннемезозойский трапповый магматизм достаточно широко проявлен на северо-востоке Центрального Казахстана в виде рвущих тел и даек долеритов, пикродолеритов, габброидов, перидотитов повышенной щелочности, реже сохранились покровы вулканогенных пород средне-основного состава. При выполнении ГДП-200 впервые изучены петрографо-петрохимические особенности умереннощелочных мафит-ультрамафитовых интрузий мезозойского возраста Бозшасорской вулканотектонической структуры (ВТС), содержащих медно-никелевое с платиноидами оруденение.

Бозшасорская ВТС расположена в 160 км северо-восточнее г. Нур-Султан в пределах Тениз-Коржунколькой мульды, сложенной верхнедевонско-каменноугольными карбонатно-терригенными отложениями (рис. 1). Площадь Бозшасорской ВТС в значительной степени перекрыта рыхлыми отложениями, причем максимально - в восточной ее части.

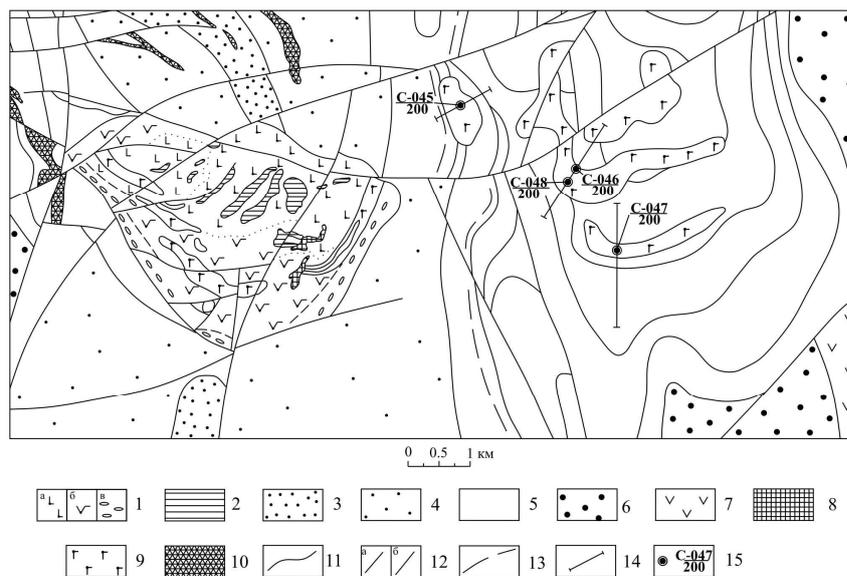


Рис. 1. Бозшасорская ВТС. 1–2 – раннемезозойские вулканогенные образования: 1а – трахибазальты, 1б – трахиандезибазальты, 1в – конгломераты, 2 – субвулканические фации; 3–6 – карбонатно-терригенные отложения: 3, 4 – верхнего карбона (3 – среднего-верхнего пенсильвания, 4 – нижнего пенсильвания); 5 – верхнего девона (фамена)-нижнего карбона (миссисипия); 6 – чадринской свиты среднего-верхнего девона; 7 – вулканогенные отложения жарсорской свиты нижнего девона; 8–10 – интрузивные образования: 8 – лейкогранит-порфиры раннего мезозоя; 9 – меланократовые габброиды, пикродолериты раннего мезозоя; 10 – аляскиты поздней перми; 11 – геологические границы; 12 – разломы (а – второстепенные, б – главные); 13 – горизонты каменных углей; 14 – магниторазведочные профили; 15 – поисковые скважины (в числителе – номер скважины, в знаменателе – глубина).

Вулканогенные фации Бозшасорской ВТС представлены покровом (5×3 км) умереннощелочных базальтоидов (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты), залегающих на средне-верхнекаменноугольных карбонатно-терригенных отложениях резко несогласно с базальными валунными конгломератами в основании. Для трахибазальтов, трахиандезибазальтов характерны афировая и мелкоокрапленная олигофировая структуры, очень тонкая раскристаллизация основной массы, свежий меланократовый облик, миндалекаменная текстура. Во вкрапленниках размером 0,2–0,8 мм отмечаются моноклинный пироксен и оливин, нацело замещенный иддингситом. Основная масса представлена беспорядочно или ориентированно расположенными микролитами андезина-лабрадора, содержащими пленочки калишпата, изометричными зернами и микролитами авгита, которые заключены в криптокристаллический агрегат авгита, калишпата, и рудным минералом (магнетитом).

В центральной части покрова выявлены рвущие субвулканические тела афировых, мелкоокрапленных трахидолеритов, по периферии – тела интрузивных оливин-плагиоклазовых трахидолеритов мелкозернистых, мелко-среднезернистых порфировидных, часто миндалекаменных. Картируются рвущие тела округлой формы, которые, возможно, являются жерловыми. Кроме того, вулканогенные породы прорваны небольшими телами умереннощелочных желтовато-зеленых лейкогранит-порфиров.

Интрузивные тела в восточной части Бозшасорской ВТС прорывают терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона, выявлены по результатам проведения аэромагнитных исследований по ярко выраженным положительным магнитным аномалиям. Тела послойные, типа лакколитов, в целом повторяют сложную структуру вмещающих



карбонатно-терригенных отложений. Четко выражены в магнитных полях, благодаря высокой магнитной восприимчивости слагающих их пород ($\chi_{\text{ср.}}=1816-5074 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Интрузивные тела изучены слабо, вскрыты единичными скважинами. По скважинам установлена расслоенность интрузивных тел, состав которых меняется по структуре и по составу от мелкозернистых порфировидных долеритов-габбродолеритов в верхней части тел, близких по структуре к эффузивам и субвулканитам основного состава, до биотитовых среднезернистых габброноритов, оливиновых меланократовых габброноритов, плагиоклазовых пироксенитов, вебстеритов и верлитов в нижней части расслоенных массивов. Породы повышенной щелочности, слюдистые.

Мафит-ультрамафитовый состав рвущих тел Бозшасорской ВТС изучен впервые для данного региона. Петрографические описания составлены по материалам изучения поисковых скважин.

Умереннощелочные долериты, габбродолериты, пикродолериты представляют собой мелкозернистые, мелко-среднезернистые часто порфировидные породы с достаточно крупными (2–3 мм) вкрапленниками ортопироксена, часто серпентинизированного, и клинопироксена, реже присутствует биотит и реликты серпентинизированного оливина. Основная масса имеет долеритовую, офитовую и субофитовую структуру и состоит из беспорядочно ориентированных удлинённых призм или лейст плагиоклаза, иногда обросших калишпатовой каемкой, изометричных или ксеноморфных зерен пироксена, реликтовых зерен серпентинизированного оливина, таблиц красно-бурого биотита. В некоторых разностях отмечается небольшое количество кварца, заполняющего интерстиции между лейстами плагиоклаза, иногда в виде гранофировых сростаний с калиевым полевым шпатом. Акцессорные представлены апатитом, титаномагнетитом.

Умереннощелочные габбро, нориты и габбронориты – мелко-среднезернистые, массивные иногда порфировидные породы с панидиоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, местами пойкилитовой структурой. Состоят из примерно равного количества основного плагиоклаза и фемических минералов. Последние представлены клино- и ортопироксенами, находящимися в разных соотношениях друг с другом, биотитом и немногочисленными зернами оливина. Вокруг кристаллов плагиоклаза иногда развита калишпатовая каемка, либо калишпат заполняет межзерновые пространства. Породы очень слабо изменены, иногда отмечается серпентинизация и оталькование оливина и ортопироксена, в небольших количествах развит хлорит. Акцессорные представлены обильным апатитом и титаномагнетитом. В среднем минеральный состав следующий: 40–45 % плагиоклаза, 25–30 % пироксенов, 5–10 % оливина, 10–15 % биотита, по 1–3 % кварца, калиевого полевого шпата, акцессорных минералов. Меланократовые разности отличаются преобладанием темноцветных минералов (до 50–60 %), представленными орто- и клинопироксеном, биотитом и переменным количеством оливина.

Гарцбургиты представляют собой средне-крупнозернистые породы из семейства перидотитов, характеризующиеся одновременным присутствием оливина и ортопироксена. Оливин обычно количественно преобладает над пироксеном (около 55–7 %), образует полигональные зерна, размером от 0,5 до 3 мм, в той или иной степени подверженные серпентинизации, вплоть до полного замещения серпентином с образованием характерных петельчатых структур. Ортопироксен (25–35 %) представлен крупными призматическими кристаллами, иногда содержащими включения гораздо более мелких зерен оливина (пойкилитовая структура). В некоторых разностях гарцбургитов присутствует небольшое количество мелких кристаллов плагиоклаза, единичные зерна клинопироксена, таблицы биотита и незначительная примесь калиевого полевого шпата. Структура гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая. Акцессорные представлены апатитом и магнетитом.



Вебстериты характеризуются одновременным присутствием в них в примерно равных количествах как ромбического, так и моноклинного пироксенов и небольшого количества оливина. Кроме того, в некоторых разностях присутствуют единичные зерна плагиоклаза и таблитчатые выделения красно-бурого биотита. Ортопироксен и оливин в большинстве случаев серпентинизированы, иногда отмечается оталькование. Структура пород панидиоморфнозернистая.

Пробурено 4 скважины глубиной по 200 м (рис. 1). Медно-никелевая минерализация выявлена в трех скважинах, приурочена чаще всего к меланократовым оливиновым габброноритам, содержащим маломощные горизонты слюдистых пироксенитов (верлитов), плагиоклазовых пироксенитов, плагиоклазовых гарцбургитов. Представлена гнездами, каплевидными обособлениями, редко прожилками петландит-пирротинового состава с халькопиритом и обильным пиритом. Густая рудная вкрапленность и гнезда размером в первые сантиметры, а также сплошные петландит-халькопирит-пирротинные руды могут составлять до 30–40 % объема керна. Выявлены следующие рудные и минерализованные интервалы.

В скважине С-045: на интервале 81,3–94,7 м (13,4 м) – содержания меди по химическому анализу – 0,15–0,61 %, никеля – 0,13–0,57 %, в среднем на интервал – меди – 0,3 %, никеля – 0,2 % (зона медно-никелевой минерализации); на интервале 97,4 – 200 м (105,3 м) – содержания меди – до 0,22 %, никеля – до 0,18 %, в среднем на интервал – никеля 0,1 % (зона никелевой минерализации).

В скважине С-046 на интервале 136–192,9 м (56,9 м) – никеля до 0,12 %, хрома – до 0,5 %, меди до 0,04 %, – в среднем 0,1 % никеля (зона никелевой минерализации).

В скважине С-048 на интервале 66,0–155,0 м (89 м) – зона никелевой минерализации со средним содержанием никеля 0,1 %.

На интервале 155,0–162,0 м (7 м) – по данным химанализа меди 0,20–1,050 %, никеля 0,17–0,46 %, хрома до 0,22 % (средние содержаниями меди 0,62 %, никеля 0,3 %). Отмечаются повышенные содержания золота до 0,12 г/т, серебра – 8 г/т. Из штучной пробы по скважине с глубины 159,5 м в «Лаборатории изучения минерального сырья» (г. Санкт-Петербург) установлено платины – 0,27 г/т, палладия – 0,36 г/т, золота – 0,18 г/т (в сумме – 0,81 г/т элементов платиновой группы).

На интервале 162,0–180,0 м – зона медно-никелевой минерализации мощностью 18 м со средними содержаниями меди, никеля – 0,1 %, с повышенными содержаниями серебра до 0,5 г/т.

По данным изучения аншлифов общее содержание пирротина, халькопирита, петландита в руде может составлять порядка 45 % (в соотношении 7:3:1), пирита – до 25–30 %, магнетита – около 7 %, ильменита – до 1,0 % и единичные зерна галенита.

Установленная по работам ГДП-200 медно-никелевая с платиноидами минерализация может присутствовать на нескольких уровнях, но чаще всего приурочена к «придонной» части интрузивов. По приведенным выше скважинам контакт интрузивных тел с вмещающими был перебурен только двумя скважинами – С-048 и С-047, а скважины С-045 и С-046 в подошвенную часть, наиболее интересную в поисковом отношении, не вошли. В зоне экзоконтакта карбонатно-терригенные породы карбона ороговикованы и пиритизированы.

Приведенные выше данные свидетельствуют о достаточны высоких перспективах на выявление промышленного медно-никелевого с платиноидами оруденения, аналогичного месторождениям Колотонг (Китай) и Норильского рудного района, в малых интрузиях Бозшасорской ВТС.

По петрохимическим данным рвущие тела Бозшасорской ВТС по содержанию SiO₂ дифференцированы от 41 % до 62 %, образуя семейства перидотитов-габбро-



габбродиоритов-диоритов. Породы нормально- и умереннощелочные, принадлежат высококалийной ветви известково-щелочной серии, частично, шшонитовой, калиево-натриевые. Характерна низкая титанистость (0,5–0,8 % TiO_2), переменная магнезиальность (от 3–5 % MgO в долеритах до 20–23 % в перидотитах), количество Na_2O варьирует от 0,7–0,9 % в перидотитах до 2–2,4 % в габброидах, K_2O – от 1 % в меланократовых разностях до 3–4 % в габброидах и долеритах, количество P_2O_5 меняется от 0,3–0,4 % до 0,5–0,6 %. По диаграммам, определяющим геодинамические обстановки формирования пород, точки анализов попадают преимущественно в поля «рифтогенных обстановок».

Магматиты Бозшасорской ВТС традиционно сопоставлялись с трапповым комплексом (туринской свитой) Тургайского прогиба, охарактеризованного флорой и фауной ранне-среднего триаса, то есть параллелизовались с раннемезозойскими траппами Сибири (Геология ..., 1984; 1987). Геохронологическое определение по дайке кайнотипных монцогаббро, прорывающих пермский сиенитовый массив на смежной с Бозшасорской ВТС площади, дает цифру – 237 ± 10 млн. лет (K-Ar), что соответствует границе среднего-верхнего триаса (Магретова и др., 1997). В последние годы при датировке базальтоидов западной части Бозшасорской ВТС были получены более молодые цифры (по двум образцам) – 183 ± 5 млн. лет и 188 ± 5 млн. лет (K-Ar; Ar-Ar) (Симонов и др., 2015), определяющие возраст как верхи ранней юры. Таким образом, возраст трапповых образований и медно-никелевого оруденения Бозшакольской ВТС можно уверенно считать раннемезозойским.

Магматиты описываемого раннемезозойского траппового комплекса трассируют зоны рассеянного континентального рифтинга и свидетельствуют о широко проявленной раннемезозойской активизации Центрального Казахстана. Практически все интрузии имеют небольшие размеры (протяженностью или диаметром в первые сотни метров – первые километры), перекрыты кайнозойскими отложениями и фиксируются по положительным магнитным аномалиям, поэтому изучение их строения и рудоносности возможно только с применением буровых работ.

Кроме того, при детальном поисковых работах возможно выявление алмазонасных диатрем, трубок взрыва раннемезозойского возраста, поскольку по составу и петрохимическим особенностям раннемезозойские мафит-ультрамафитовые комплексы приближаются к лампроитам и кимберлитам. В пользу этого предположения свидетельствует наличие в этом регионе алмазов в прибрежно-морских фациях отложений палеогенового возраста и в аллювиальных четвертичных осадках (Магретова и др., 2012).

Литература:

- Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. В 2-х томах. Т. 1. Геологическое строение. Алма-Ата. Наука. 1984. 232 с.
- Геология Северного Казахстана (Стратиграфия). Ч.1. Алма-Ата: Наука. КазССР. 1987. 221 с.
- Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М. Товарищество научных изданий КМК. 2013. 306 с.
- Магретова Л.И., Гридина Н.М. Ранне-среднетриасовый дайковый комплекс северо-востока Центрального Казахстана // Геология Казахстана. 1997. № 4. С. 68–71.
- Магретова Л.И., Жуковский В.И. Трапповый магматизм северо-востока Центрального Казахстана и перспективы на алмазонасность // Науки о Земле в Казахстане. Алматы. 2012. С. 173–178.
- Симонов В.А., Курчавов А.М., Ступаков С.И., Котляров А.В. Палеогеодинамические условия пермско-мезозойского базальтового магматизма Центрального и Северного Казахстана (петрологические, изотопно-геохимические и минералогические данные) // Материалы XII петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск. 2015. С. 248–250.



МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ КУТИМСКОГО БЛОКА ЧУЙСКОЙ ГЛЫБЫ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ ГРАНИТИЗАЦИЕЙ

Макрыгина В.А., Ремизова А.Ф.

Институт геохимии им А.П. Виноградова, Иркутск, Россия, vmakr@igc.irk.ru

Кутимский блок является юго-западным окончанием Чуйской глыбы Северного Прибайкалья. Он обрамлен глубинными разломами: с севера-запада Аkitканским (Левоминьским), с юго-востока Абчадским. На северной части Чуйской глыбы породы представлены гнейсами и сланцами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. В них определены архейские (3,05 млрд лет, К-Аг метод по амфиболу) (Петров, Макрыгина, 1975) и раннепротерозойские возраста (Донская и др., 2002). Особенностью Кутимского блока является широкое развитие протерозойской (1,56 млрд лет, Rb-Sr) субщелочной гранитизации, где мигматиты резко обогащены микроклином, а темноцветные минералы представлены гастингситом вплоть до эгирина и лепидомеланом. К Абчадскому разлому нарастает степень гранитизации пород, и появляются первые выплавки граносиенитового состава, кристаллизующиеся в виде гранофировых гранит-порфиров. Высокая щелочность мигматитов и гранофировые структуры граносиенитов свидетельствуют о низком давлении и метасоматическом характере процесса (Коржинский, 1957; Макрыгина, 1981). Особенностью же всей Чуйской глыбы является практически полное отсутствие метапелитов и карбонатных пород и преобладание метавулканитов, поэтому чуйская толща реконструируется как активная окраина Сибирского кратона (Макрыгина, 1981). Но самое удивительное, что вдоль зон рассланцевания гранитогнейсов развиваются линзы высокомагнезиальных метасоматитов, часто зональных, сложенных флогопит-кордиеритовыми, кордиерит-силлиманитовыми, флогопит-мусковит-андалузитовыми, жедрит-антофиллитовыми сланцами.

Наличие в этом блоке таких экзотических пород было отмечено давно, но М.М. Мануйлова (Мануйлова и др., 1964) считала, что это продукт метаморфизма монтмориллонитовых глин, а субщелочные мигматиты – результат метаморфизма щелочных эффузивов. Но линзы первых пересекают разные по составу породы, а среди слабо гранитизированных плагиогнейсов реставрируются только эффузивы среднего и основного состава нормальной щелочности.

Петрографическое и изотопно-геохимическое изучение зон магнезиального метасоматоза продолжено нами, чтобы новыми методами, а также с помощью физико-химического моделирования определить возраст магнезиальных метасоматитов, РТ-условия их образования, источник растворов и доказать или опровергнуть сделанное ранее предположение о связи их с процессом метасоматической гранитизации.

Линзы магнезиальных метасоматитов имеют длину от 20 до 800 и более метров при мощности от 2–3 до 200 м и часто зональны. Их состав зависит от того, какие породы они пересекают. При пересечении метасоматитами гнейсов и мигматитов повышенной глиноземистости от внешних зон флогопит-кордиерит-плагиоклаз-кварцевого состава следуют зоны флогопит-кордиерит-андалузит-кварцевого, флогопит-андалузит-мусковит-кварцевого и иногда кварцевое ядро. В гранитах метасоматиты состоят из флогопит-мусковит-андалузит-кварцевого агрегата. Когда исходными являются основные дайки или амфиболиты, метасоматиты представлены жедрит-антофиллит-гематитовыми сланцами. Внешняя зона метасоматита в этих случаях представлена хлоритовым сланцем. При контакте с кислыми породами двуслюдяные метасоматиты часто имеют крупночешуйчатое строение, что свидетельствует о богатстве растворов летучими компонентами.

Эти образования содержат много аксессуарных минералов: монацита, алланита, циркона, апатита, рутила, а из рудных преобладает гематит, иногда до 1–2 об. %, реже магнетит. Еще реже встречается берилл, когда метасоматиты пересекают пегматиты. На севере блока, на р. Кутиме открыта даже Супруновская заявка, где половина кварцевого ядра линзы метасоматитов сложена голубыми бериллами длиной до 60 см при толщине кристаллов до 15 см. В пегматитах, пересеченных этим метасоматитом, изредка встречаются зеленые мелкие аквамарины. В кварцевых ядрах линз метасоматитов часто образуются крупные кристаллы полудрагоценного сине-фиолетового прозрачного кордиерита, содержащего до 440 ppm бериллия. На контакте пегматитового тела с метасоматитом мы обнаружили бесцветные кристаллы кордиерита, пронизанные тонкими параллельными кристалликами берилла, что наводит на мысль о возможности распада твердого раствора Ве-кордиерита (индиалита) и обусловленности фиолетовой окраски кордиерита в кварцевой зоне повышенным содержанием Ве.

Анализ состава метасоматитов показал их сильную обогащенность магнием – от 4,5–5 мас. % MgO в флогопит-мусковит-кварцевых зонах до 12–17 мас. % во флогопит-кордиеритовых и 26 мас. % в хлоритовой зоне. Магнезиальность кордиеритов, флогопитов и хлоритов имеет диапазон 90–99 %. В то же время эти породы богаты K₂O из-за высокого содержания слюд. Редкоэлементный состав метасоматитов характеризуется высокими концентрациями Rb, Cs, REE. Сумма последних колеблется от 499 до 800 ppm, а в одном флогопит-кордиеритовом сланце достигает 2395 ppm. Преобладает группа LREE. Эти данные отражают обогащенность пород слюдами и алланитом. При пересечении зоной метасоматита основных пород в нем несколько повышены содержания Cr и V.

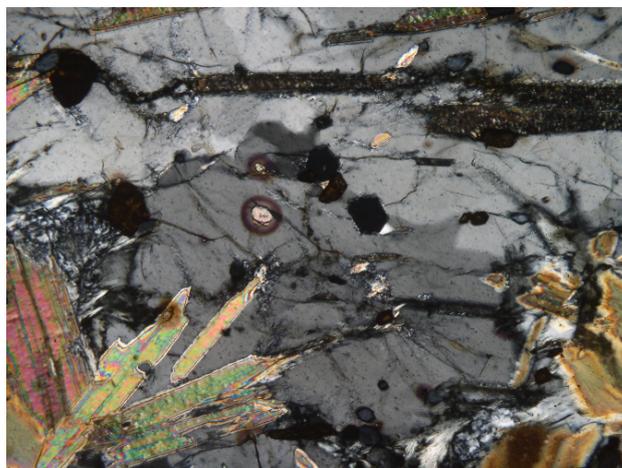


Рис. АБ-9 Кордиерит (Крд)-флогопит (Фл)-рутиловый (Ру) метасоматит с включениями в кордиерите апатита, рутила и циркона (Цр) с характерными для кордиерита двориками. Сохранился остаток зерна плагиоклаза (Пл), по которому развивается включения альбита. Увел. 40×, николи скрещены.

Что касается условий формирования этих экзотических образований, то из приведенных данных следует их наложенный характер с приуроченностью к зонам рассланцевания и пересечением ими всех разновидностей пород, включая граносиениты и пегматиты. Наблюдается явная зависимость состава метасоматитов от протолита, по которому они развиваются, при этом однообразно нарастающая магнезиальность говорит об едином источнике растворов, осуществляющих преобразование протолита. В сумме с зональным строением тел налицо все признаки магнезиального метасоматоза. По площади Кутимского блока метасоматиты распределены неравномерно, образуя некоторую



температурную зональность со сгущением тел к разломам Ачитканскому и Абчадскому, в то же время на севере блока в ряде линз метасоматитов присутствует силлиманит, у Абчадского разлома на юге блока образуется андалузит. Это свидетельствует, с одной стороны, о снижении к югу температур образования метасоматитов, с другой стороны, о низких давлениях при их образовании. А так как и процесс субщелочной гранитизации пород блока протекал при низких давлениях, о чем говорит кристаллизация выплавов в виде гранофировых граносиенит-порфиров, то можно предположить небольшой разрыв во времени процессов гранитизации и метасоматоза. Судя по развитию в метасоматитах гематита, магнетита и рутила вместо титанита, процесс протекал в окислительных условиях.

Что касается температур метасоматического процесса, то по ассоциациям минералов можно предположить, что они были невысокими – порядка 500–580° С. При таком экзотическом составе минералов биминеральные геотермометры не годятся, а расчеты с использованием программного комплекса Селектор1 еще только предстоят, также как определение возраста по цирконам.

Об источнике богатых магнием растворов можно предположить следующее. Гранитизация пород протекает в несколько стадий. На стадии прогрессивного метаморфизма при достижении амфиболитовой фации и пластичного состояния пород в условиях деформаций происходит метаморфическая их дифференциация с образованием слоистых плагиомигматитов. Дальнейший рост температуры приводит к анатексису с появлением гранитных выплавов и переходу к метасоматической гранитизации с удалением Mg, Fe, Ca и привнесом щелочей. В случае с Кутимским блоком мы имеем дело с оторванным во времени протерозойским повторным метаморфизмом и метасоматической субщелочной гранитизацией, где еще более интенсивно привносится калий и выносится магний, а железо обогащает темновесные минералы. Остаточные растворы должны обогащаться магнием и могут быть при последующих дислокациях инициаторами магниезильного метасоматоза. Это явление проявляется редко, но в данном случае вполне может быть принято для построения модели формирования Миня-Абчадских метасоматитов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0007 и при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00172). The study was performed by the governmental assignment in terms of Project 0284-2021-0007 and with RFBR funding (Grant 19-05-00172).

Литература:

Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663–667.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 104 с.

Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Изд-во Наука. 1981. 199 с.

Мануйлова М.М., Васьковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М. Л.: Наука. 1964. 226 с.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Изд-во Наука. 1975. 342 с.



СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЛИТОКЛАСТОВ ЗЮВИТОВ Р. САЯХА И ПРЕДПОЛАГАЕМОГО ПРОТОЛИТА (КАРСКАЯ АСТРОБЛЕМА, ПАЙ-ХОЙ)

Максименко Н.И.

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

Зювиты – это продукты импактного метаморфизма, возникающего при высокоскоростных столкновениях крупных небесных тел с породами мишени. Исследование пороодообразующих компонентов зювитов важно для выяснения условий образования импактитов и лучшего понимания импактитогенеза в целом. Литокласты зювитов являются источником генетической информации, они наилучшим образом отражают структурно-текстурные особенности и петрографический состав исходных пород, что особенно ценно при исследованиях зювитов в импактных структурах со сложным литологическим профилем мишени.

Карская астроблема (Пай-Хой) является гигантским метеоритным кратером, в строении мишени которого участвуют различные осадочные, в существенно меньшей степени, магматические образования. На сегодняшний день карские зювиты с петрографической стороны изучены недостаточно. Петрохимическому анализу зювитов и их литокластов не было уделено должного внимания, а сравнительного анализа отдельных петрографических типов литокластов с соответствующими типами протопород не было проведено до сих пор.

В 2015 году зювиты южного сектора Карской астроблемы были подразделены на три разновидности, сформированные, предположительно, по разному преобладающему протолиту (Шумилова и др., 2016, 2019; Максименко и др., 2020). При дальнейших исследованиях импактитов западного сектора астроблемы было установлено, что зювиты, расположенные на р. Саяха, по комплексу признаков могут быть отнесены к зювитам II типа (Maksimenko, Shumilova, 2021), которые, как предполагается, были сформированы, преимущественно, по карбонатным породам. В связи с этим сегодня целесообразно проведение сравнительного анализа структурно-вещественных особенностей карбонатных литокластов зювитов р. Саяха и их предполагаемого протолита для подтверждения типового определения этих пород.

Для исследований протолита были подобраны образцы известняков, известковистых алевролитов и песчаников из южного (рр. Анарога, Кара), западного (р. Путью) и северо-западного (рр. Саяха, Халмерью) секторов Карской астроблемы. Структурно-текстурные особенности и петрографический состав пород были изучены методом оптической микроскопии. Вещественный состав литокластов исследовался с помощью локальных и площадных микрозондовых анализов. Петрохимический состав пород мишени был изучен силикатным анализом на 14 компонентов.

В ходе петрографических исследований было установлено, что в составе литоидной компоненты зювитов преобладают фрагменты известковистых алевролитов и известняков, и, в меньшей степени, известковистых песчаников (Maksimenko, Shumilova, 2021). Средний размер кластов в шлифах составляет около 0.3 мм, изредка достигая 3–5 мм. Форма обломков, преимущественно, угловатая, удлиненная. Текстура известковистых алевролитов и песчаников массивная до неправильно-волнисто-слоистой, реже сланцеватая; структура от мелко- до среднезернистой. Породы сложены зернами кварца, кальцита, плагиоклаза (альбита), в меньшей степени калиевого полевого шпата, чешуйками слюд и фрагментами осадочных пород (кварцитов, кремней), единично апатита, глауконита, титанита. Полевые шпаты в песчаниках зачастую интенсивно изменены: серицитизированы и пелитизированы. Цемент представлен тонковолокнистой массой, выполненной кальцитом, серицитом и хлоритом в разных соотношениях, часто с примесью углеродистого и глинистого вещества.



Известняки в зювитах характеризуются массивной, реже неясно-волнисто-слоистой и пятнистой текстурой, определяемой характером распределения битуминозного и глинистого вещества; тонко- и мелкозернистой структурой.

При анализе неизмененных известняков и известковистых пород мишени было выявлено, что по своим структурно-текстурным и петрографическим характеристикам они, в целом, схожи с изученными карбонатными литокластами зювитов.

Однако, в отличие от исходных, импактированные породы, как правило, несут признаки ударного воздействия и пирометаморфизма. Среди таких признаков наиболее характерными для песчаников и алевролитов является частичное витрифицирование кластов с появлением диаплектовых стекол по исходным зернам кварца и полевых шпатов, и с сохранением первичных структурно-текстурных особенностей пород. Зерна песчаников зачастую интенсивно брекчированы, часто имеют грубые субпараллельно ориентированные трещины, изредка – планарные деформационные элементы. В кластах известняков в редких случаях присутствуют зоны изменения, выполненные более тонкозернистым материалом. Иногда отмечаются стекла плавления по известковистым песчаникам и глинистым известнякам, которые узнаются по частичной изотропности фрагментов, флюидальной, пористой и, изредка, перлитовой текстуре расплавной массы, и реликтам исходных зерен минералов.

Было выяснено, что изученные класты известняков в зювитах и известняки мишени характеризуются, преимущественно, кальцитовым составом. Во фрагментах известняков в зювитах содержание CaO составляет от 47 до 52 вес. %, остальные компоненты представлены (вес. %) – SiO₂ (от 1.4 до 6.8 %), MnO (до 4 %), FeO (до 1.2 %), Al₂O₃ и MgO (до 0.9 %). Известняки мишени содержат (вес. %) CaO ~ 52.5 %, CO₂ 41.3 %, в небольшом количестве SiO₂ (~4 %), и в незначительном (не более 0.5 %) – Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃, оксидов щелочей, MnO, TiO₂ и P₂O₅.

Фрагменты известковистых алевролитов в зювитах содержат (вес. %) CaO от 6.39 до 15.6 %, SiO₂ от 41.9 до 59.2 %, Al₂O₃ от 6.4 до 13.6 %, в меньшем количестве – FeO (2.9–5.2 %), MgO (до 2–4.4%), щелочи (0.3–2.3%) и TiO₂ (0.26–1.09%). Вместе с тем, известковистые алевролиты и песчаники мишени содержат (вес. %) CaO в среднем ~ 3.5 % (единично до 10.3 %), SiO₂ от 53.9 до 61.3% и Al₂O₃ от 12.1 до 16.21 %, в меньшем количестве – FeO (~ 5.1 %), MgO (~4.4 %), щелочи (K₂O ~2.1 % и Na₂O ~2.8 %), TiO₂ (~ 0.9 %) и P₂O₅ (~ 0.2 %).

Таким образом, известковистые литокласты зювитов, в целом, характеризуются достаточно широкими вариациями состава – кремнезема, глинозема, оксидов кальция, магния, железа. При этом аналогичные породы мишени южного и западного окружения астроблемы имеют относительно однородный состав, в то время как породы мишени северо-западной области – района распространения изученных зювитов, также существенно различаются по содержанию глинозема, оксидов кальция, магния и железа. Состав кластов известняков в зювитах, в целом, близок составу неизмененных известняков мишени южного окружения астроблемы, однако последние имеют относительно более чистый состав, близкий составу кальцита.

Выявленные петрохимические особенности хорошо согласуются с результатами петрографических исследований. Вариативность содержаний кремнезема, глинозема и оксида кальция в известковистых алевролитах связана с различным соотношением кварца, полевых шпатов и кальцита, а существенная доля FeO, MgO и оксидов щелочей – со слюдисто-хлоритовым цементом этих пород. Присутствие кремнезема в известняках обусловлено новообразованиями кварца и халцедона в трещинках и в массе породы, а присутствие оксидов железа, магния и марганца отражает примесный состав исходного кальцита известняков.



Таким образом, впервые проведено детальное исследование и сравнительный анализ структурно-вещественных особенностей литокластовзювитов р. Саяха и предполагаемого протолита. Установлено, что класты карбонатных осадочных пород в зювитах характеризуются неоднородностью минералогического и петрохимического состава.

Широкие вариации составов карбонатных литокластов определяются полимиктовым характером исходных пород, участвовавших в формировании зювитовых брекчий, что подтверждается петрографическими и петрохимическими исследованиями известковистых пород мишени. Сходство вещественного и петрографического состава известковистых алевролитов рр. Саяха и Халмерью, и известняков р. Кара с соответствующими типами зювитовых литокластов указывает на генетическую близость этих пород, что позволяет рассматривать породы этих районов в качестве ведущего протолита для образования зювитов р. Саяха.

Результаты исследований позволяют подтвердить справедливость типового определения импактитов нар. Саяха как зювитов II типа. Соответственно, геологическая область распространения зювитов II разновидности на сегодняшний день расширяется и включает коренные выходы в южной, западной и северо-западной областях Карской астроблемы. Полученные результаты будут способствовать выяснению геологической позиции и типизации зювитов других областей Карской импактной структуры.

Автор выражает благодарность Т.Г.Шумиловой и А.И. Антошкиной за ценные научные консультации, Е.М. Тропникову и О.В. Кокишаровой за проведение аналитических работ, Н.С. Ковальчук за предоставленный каменный и аналитический материал и коллекцию илиффов пород мишени. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90011, аналитические работы проведены с использованием оборудования ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар, частично финансируемого в рамках темы НИР ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Литература:

Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С. Петрологическая характеристика разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия) // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 628–649.

Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Ковальчук Н.С., Уляшев В.В., Макеев Б.А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Мат. мин. сем. с межд. участием: Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2016). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. С. 270–271.

Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Макеев Б. А. Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Доклады академии наук. 2019. 486 (2). С. 233–236.

Maksimenco N.I., Shumilova T.G. Structural, textural and petrochemical features of suevites at the Sayakha River (Kara astrobleme, Russia) // Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation, Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer. 2021. In press.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЭКЛОГИТОВ ГРИДИНСКОГО КОМПЛЕКСА (УЧАСТОК САМЫЛИНО, БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Максимов О.А.¹, Балаганский В.В.², Слабунов А.И.¹

¹Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, olemaximov@mail.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита установлены раннедокембрийские эклогиты и продукты их ретроградного преобразования (Володичев и



др., 2004; Mints et al., 2010). Они входят в состав меланжей, типичным примером которого является Гридинский эклогитсодержащий комплекс. Он состоит из мигматизированных ТТГ гнейсов (матрикс) и заключенных в них многочисленных тел амфиболитов с реликтами ретроградно преобразованных эклогитов, а также цоизититов и ультрамафитов. У исследователей нет единого мнения о времени проявления эклогитового метаморфизма (Слабунов и др., 2021 и ссылки там). Ряд исследователей считают эклогиты исключительно архейскими (Mints, Dokukina, 2020 и ссылки там), а другие палеопротерозойскими (Скублов и др., 2011; Melnik et al., 2021; Yu et al., 2017). Вместе с тем, есть аргументы в пользу того, что существуют проявления эклогитового метаморфизма как в архее, так и в раннем палеопротерозое (Володичев и др., 2004; Babarina, Sibelev, 2015; Balagansky et al., 2015; Li et al., 2015). Новые данные о существовании архейских и палеопротерозойских эклогитов на о. Столбиха (Balagansky et al., 2019; Слабунов и др., 2021) позволяют развивать эти представления.

Кроме того, весьма своеобразные ретроградно измененные эклогиты с неоднократно проявленным эклогитовым метаморфизмом описаны в Гридинском комплексе в районе оз. Самылино (Максимов, 2019). Эклогиты слагают здесь небольшую будину и обладают рядом уникальных особенностей, описанию которых посвящен данная работа.

Наибольший интерес вызывает центральная часть будины с наименее измененными массивными эклогитами. В этой части преобладают порфиробласты Omp и Grt^1 с обилием включений рутила, кианита, кварца и др. Второстепенные минералы представлены роговой обманкой, диопсидом и плагиоклазом.

Ранний парагенезис метаморфических минералов $(Di^{BKL}-Pl) \pm Grt$ сохранился только во включениях внутри порфиробластов поздних граната и омфацита. Тем самым омфацит и особенно гранат изолировали включения $Di^{BKL}-Pl$ симплектитов от всех последующих ретроградных изменений эклогитов. В центральной части граната (рис. 1, $GrtI$) включения $Di-Pl$ симплектитов, роговой обманки и кварца образовались при $T = 700-760$ °C и $P = 12-14.5$ кбар в области высокобарной гранулитовой фации ретроградного преобразования ранних эклогитов.

Наиболее хорошо в породе представлены минеральные парагенезисы второго этапа метаморфизма, параметры которого соответствуют условиям эклогитовой фации. Эти минеральные парагенезисы доминируют в массивных эклогитах и практически полностью заместили реликты ранних эклогитовых парагенезисов. Они включают порфиробласты омфацита и граната, а также когенетичные им рутил и кварц. Смена ретроградной стадии раннего эклогитового метаморфизма прогрессивной стадией позднего эклогитового метаморфизма отражается в резкой и ровной границе между включениями ранних $Di^{BKL}-Pl$ симплектитов и вмещающими их омфаците и гранате. При этом фиксируется также изменение состава граната, проявляющееся в виде зональности (рис. 1, $GrtII$). Более того, именно в ранних зонах граната установлены включения ранних $Di^{BKL}-Pl$ симплектитов, а в более поздней – включения Omp (Jd 32–36 %). $Grt-Omp$ парагенезис кристаллизовался при $T = 710-820$ °C и $P = 14-16$ кбар во время повторного эклогитового метаморфизма.

Третий этап метаморфизма включает ретроградные изменения после образования поздних эклогитов (рис. 1, $GrtIII$). На первой стадии они маркируются образованием $Di-Pl$ симплектитов, которые постепенно замещали порфиробласты кристаллов омфацита и окаймляли их. Вслед за образованием второй генерации симплектитов начинается процесс амфиболитизации эклогитов. Наиболее ярким проявлением этого этапа является становление $Grt+Di+Hbl+Pl$ минерального парагенезиса в условиях гранулитовой и высокобарной амфиболитовой фаций при $T = 650-730$ °C и $P = 8.5-12$ кбар. При дальнейшем снижении $P-T$

¹Аббревиатуры минералов даны по работе (Whitney and Evans, 2010).

условий амфиболизация усиливается, что приводит к полному уничтожению минеральных парагенезисов позднего эклогитового метаморфизма.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов из самылинских эклогитов (SHRIMP II) позволяет оценить возрастные рамки эволюции этих пород. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты цирконов варьируют в очень широких пределах от 3008 до 1750 млн лет, но выделяется несколько их пиков: 2.8, 2.7, 2.46 и 1.9 млрд лет. Возраст магматических (осцилляторный тип зональности, $\text{Th}/\text{U} = 0.2\text{--}0.88$) цирконов – мезоархейский (около 2.8 млрд лет). Это позволяет оценить возраст протолита эклогитов как мезоархейский. Зерна с типичными для метаморфических цирконов (однородные, $\text{Th}/\text{U} < 0.1\text{--}0.2$) характеристиками сформировались в неархее около 2.7 млрд лет, раннем палеопротерозое (около 2.46 млрд лет) и позднем палеопротерозое (1900 ± 36 млн лет). В группе ранних метаморфогенных цирконов лишь в одном зерне с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 2555 ± 57 млн лет отмечены минеральные включения омфацита, цоизита и кварца – индикаторы эклогитовой фации. При этом, поздние (1.9 млрд лет) метаморфические цирконы содержат представительный набор включений омфацита, цоизита, граната, диопсида и роговой обманки, что позволяет надежно коррелировать их образование с метаморфизмом эклогитовой фации.

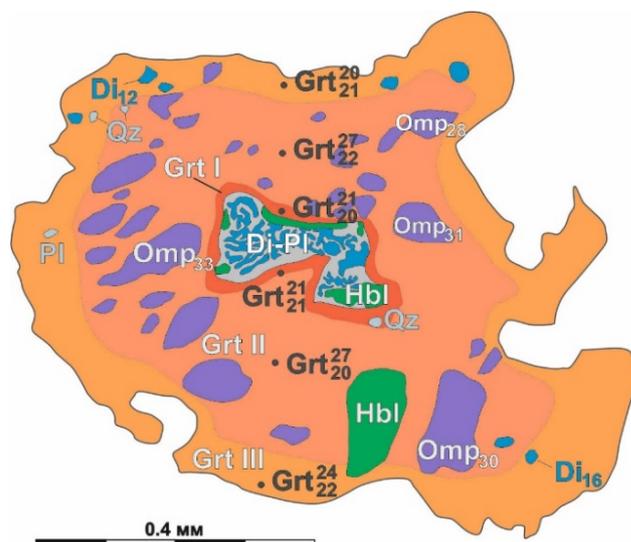


Рис. 1. Схема зонирования граната из эклогитов участка Самылино: Grt I – центральная часть с включениями Di-Pl симплектитов, Hbl и Qz; Grt II – промежуточная зона с Omp, Qz (\pm Hbl); Grt III – краевая зона с редкими включениями Di, Pl и Qz. Числа внизу у Di и Omp обозначают содержание Jd, у Grt числа внизу означают содержание гроссуляра, вверху – пиропы.

Таким образом, особенности микроструктур и минерального состава эклогитов района Самылино указывают на их сложную полиметаморфическую историю формирования, наиболее вероятно, с двукратным проявлением эклогитового метаморфизма. На это указывают включения ранних $\text{Di}^{\text{вкл}}\text{-Pl}$ симплектитов, образование которых связано с распадом омфацита в декомпрессионных условиях (Myson, Griffin, 1973). Эти симплектиты заместили омфацит и документируют ретроградные преобразования ранних эклогитов, предшествовавших позднему (палеопротерозойскому) широко проявленному эклогитовому метаморфизму. Возраст раннего эклогитового метаморфизма надежно не установлен. Возможно, данный метаморфизм был неархейским, также как и в эклогитах-1 о. Столбиха (Balagansky et al., 2019). Поздний эклогитовый метаморфизм имеет позднепалеопротерозойский возраст около 1.9 млрд лет, что достаточно надежно фиксируется по наличию минеральных включений граната и омфацита в датированных цирконах. Выводы о



метаморфической эволюции изученных эклогитов и результаты их изотопно-геохронологического исследования хорошо согласуются с представлениями о сложной полиметаморфической природе пород Беломорской провинции в целом и историей формирования ее литосферы (Слабунов и др., 2021).

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература:

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Конилов А. Н., Кузенко Т. И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.

Максимов О. А. Геолого-петрологические особенности эклогитов на участке Самылино (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // *Труды КарНЦ РАН*. 2019. № 2. С. 88–94.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 5. С. 493–519.

Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 5. С. 648–675. doi: 10.15372/GiG2021116

Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // *International Geology Review*. 2015. V. 57. P. 1605–1616. doi: 10.1080/00206814.2014.971079

Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I. Archean and Paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area // *Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook*. Petrozavodsk: Karelian Research Center of RAS. 2019. P. 11–48.

Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archean Kuru-Vaaraeclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // *International Geology Review*. 2015. V. 57. P. 1543–1565.

Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // *Precambrian Research*. 2015. V. 268. P. 74–96. doi: 10.1016/j.precamres.2015.07.009

Melnik, A.E., Skublov, S.G., Rubatto, D., Müller, D., Li, X.-H., Li, Q.-L., Berezin, A.V., Herwartz, D., Machevariani, M.M., Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaaraeclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*. 2021. V. 353. 106014.

Mints, M.V., Belousova, E.A., Konilov, A.N., Natapov, L.M., Shchipansky, A.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Dokukina, K.A., Kaulina T.V., Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. V. 38. P. 739–742.

Mints M.V., Dokukina K.A. Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchean oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield, Russia): A synthesis // *Precambrian Research*. 2020. V. 350. 105879.

Myson B.O., Griffin W.L. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite // *Amer. Miner.* 1973. V. 58. P. 60–63.

Yu H. L., Zhang L. F., Wei C. J., Li X. L., Guo J. H. Age and P-T Conditions of the Gridino eclogite in the Belomorian Province, Russia // *J. Metamorp. Geol.* 2017. V. 35. P. 855–869. doi.org/10.1111/jmg.12258

Whitney D.L. and Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.



ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ МЕРЧИМДЕНСКОГО И КУОЙКСКОГО КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ U-Pb-Th И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ

Мальковец В.Г.^{1,2}, Третьякова И.Г.³, Гибшер А.А.^{1,2}

¹Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия,
MalkovetsVG@alrosa.ru

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

³ЦНИГРИ, Москва, Россия

Современная структура Сибирского кратона сформировалась в результате палеопротерозойской амальгамации нескольких террейнов. Значительная часть территории Сибирского кратона перекрыта венд-фанерозойскими осадочными отложениями и, таким образом, реконструкция геологической истории кратона крайне затруднена. Однако в пределах Сибирского кратона выделяется обширная провинция глубинного щелочного магматизма, которая представлена широким спектром пород: кимберлиты, лампроиты, карбонатиты, мелилититы, лампрофиры и другие породы. Кимберлитовые трубки являются природными скважинами, которые выносят на поверхность ксеногенное вещество разных уровней глубинности – от границы литосфера-астеносфера до самых верхних горизонтов земной коры.

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. Проведение геохронологических исследований для фрагментов коровых и мантийных пород, представленных в кимберлитах в виде ксенолитов либо ксенокристов, позволяет надежно реконструировать тектоно-магматическую историю литосферной колонны под отдельной кимберлитовой трубкой (кимберлитовым полем) с раннего архея и до момента образования кимберлитового тела.

В алмазопроисковых работах на региональном уровне широко применяется правило Клиффорда, суть которого заключается в следующем - наиболее алмазоносные кимберлиты внедряются в древних (>2.5 млрд лет) частях платформ наименее подвергнутых процессам тектоно-магматической активизации. Таким образом, ключевым вопросом при проведении региональных алмазопроисковых работ является выделение архейский террейнов или блоков в пределах террейнов, наименее подвергнутых процессам тектоно-магматической активизации, и, следовательно, мантийному метасоматозу, который приводит к растворению алмазов.

Реконструкция тектоно-магматической истории литосферы Сибирского кратона исключительно важна для понимания истории эволюции породных ассоциаций алмазоносного литосферного кила. 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 литосферы, мы можем проводить выделение отдельных террейнов и блоков в структуре кратона, наименее подвергнутых тектоно-магматической активизации, в пределах которых возможно обнаружение высокоалмазоносных кимберлитов.

В северо-восточной части Сибирского кратона в пределах Оленекского супертеррейна выявлены многочисленные аллювиальные алмазоносные россыпи, многие из которых имеют промышленную алмазоносность. Однако до настоящего времени их коренные источники так и не были выявлены. На основании единичных геохронологических данных Розен с соавторами (1994) определили возраст фундамента Оленекского супертеррейна как



палеопротерозойский. Однако наличие широко развитой россыпной алмазоносности позволяет предположить более древний - архейский возраст фундамента.

На основании исследования минеральных включений в алмазах из продуктивных кимберлитовых тел центральной части Сибирского кратона было установлено, что образование перидотитовых алмазов в литосферной мантии Сибирского кратона происходило в достаточно широкий интервал преимущественно в архее – 3.6–3.0 млрд лет назад. Вещество алмазоносной литосферной мантии со времени его образования и до выноса на поверхность кимберлитовыми расплавами (в течение около 3.3–3.0 млрд лет) подвергалось многократным метасоматическим преобразованиям, которые могли приводить к частичному или полному растворению алмазов. Однако степень и масштаб воздействия разнообразных геодинамических процессов на литосферу Сибирского кратона (плюмовый магматизм, рифтообразование, субдукция океанических плит под край кратона и другие) может варьировать в широких пределах. Вследствие этого, нам представляется необходимым проводить комплексные сравнительные геохронологические исследования как мантийного, так и корового ксеногенного материала для выявления деталей геологической истории отдельных террейнов и блоков в пределах Сибирского кратона.

В данной работе мы представляем результаты U-Pb (LAM-ICPMS) и Lu-Hf (MC-LAM-ICPMS) изотопных исследований в цирконах (Мерчимденское и Куойкское поля), отобранных из концентрата тяжелой фракции кимберлитовых тел. На основании размера цирконов, их внешней морфологии и деталей внутреннего строения, все зерна были разделены на мегакристовые “кимберлитовые” и “коровые”.

“Коровые” цирконы, как правило, не превышают максимальных размеров в 300 микрон, идиоморфны и зачастую содержат расплавные или минеральные включения, а при исследовании деталей внутреннего строения обнаруживают либо осцилляторную зональность, либо отсутствие зональности. Мегакристовые “кимберлитовые” цирконы, как правило, имеют более крупные размеры >1 мм, не содержат минеральных включений, обладают совершенным внутренним строением (ювелирного качества) и обнаруживают зонально-секториальное строение кристаллов.

В кимберлитах Мерчимденского поля были исследованы цирконы из тел Восток-6 и Операторская. В кимберлитовой трубке Восток-6 было исследовано 10 зерен мегакристовых “кимберлитовых” цирконов. На диаграмме с конкордией все зерна образуют компактную группу, которая соответствует возрасту 406 ± 2.6 млн лет (MSWD = 0.53; probability = 0.47). Этот возраст интерпретируется как синхронный образованию кимберлитового тела и хорошо совпадает с изохронным Rb-Sr датированием фракций флогопитов из кимберлитовых тел Мерчимденского поля. В трубке Операторская 21 зерно “коровых” цирконов было продатировано U-Pb методом и в 10 зернах была исследована Lu-Hf изотопная система. Конкордантные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты попадают в широкий интервал значений от 3058 до 1950 млн лет. Основная популяция цирконов дает возрастной пик на 2721 ± 6.2 млн лет (MSWD = 0.2; probability = 0.66). Второй основной возрастной пик дает средневзвешенный возраст 1967 ± 34 млн лет (MSWD = 0.36; probability = 0.7). В обеих популяциях цирконов отмечаются как положительные, так и отрицательные значения ϵHf от -6.2 до +4.4. Для каждого зерна цирконов были рассчитаны модельные возрасты T_{DM} с использованием среднекорового значения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения равного 0.015. Рассчитанные модельные возрасты для древней популяции цирконов (3.05–2.7 млрд лет) варьируют от 2.85 до 3.61 млрд лет, а для более молодой популяции (2.1–1.9 млрд лет) они варьируют от 2.6 до 2.38 млрд лет. Необходимо отметить наличие цирконов с конкордантными возрастными 2828, 2833 и 3058 млн лет.

В кимберлитах Куойкского поля были исследованы цирконы из трубок Хризолитовая, Пятница, Русловая, Оливиновая и Второгодница. В трубках Хризолитовая и Пятница



исследовались только мегакристовые “кимберлитовые” цирконы. Результаты U-Pb датирования 10 цирконов из трубки Хризолитовая дают конкордантный возраст 157 ± 0.8 млн лет ($MSWD = 0.026$; $probability = 0.87$), а для 11 цирконов из трубки Пятница 148 ± 0.8 млн лет ($MSWD = 0.03$; $probability = 0.95$). Таким образом, полученные нами данные подтверждают верхнеюрский возраст кимберлитов Куойкского поля.

В трубке Русловая результаты U-Pb датирования 55 зерен цирконов дают возрастной интервал значений от 143 до 2534 млн. лет. Девять мегакристовых “кимберлитовых” цирконов дают конкордантный возраст 145 ± 0.98 млн лет ($MSWD = 0.15$; $probability = 0.7$). Основной возрастной пик получен для 17 зерен цирконов с рассчитанным средневзвешенным возрастом 537 ± 3.3 млн лет ($MSWD = 1.08$; $probability = 0.37$). Для цирконов наиболее древней популяции средневзвешенный возраст составляет 2479 ± 28 млн лет ($MSWD = 1.05$; $probability = 0.39$). Цирконы из трубки Русловая с возрастом менее 1 млрд. лет обнаруживают наиболее широкие вариации изотопного состава Hf. Значения ϵ_{Hf} варьируют от -29.4 до +15.5, и большая часть этих зерен обнаруживает положительные значения, что однозначно свидетельствует о значительном участии ювенильного материала (добавлении мантийного вещества). Цирконы с U-Pb возрастaми древнее 1794 млн лет обнаруживают, главным образом, только отрицательные значения ϵ_{Hf} от -13.5 до +1. Рассчитанные модельные возрастa T_{DMC} для этой популяции изменяются от 3.48 до 2.44 млрд лет, тогда как для молодых цирконов T_{DMC} варьируют от 2.92 до 0.5 млрд лет. В трубке Оливиновая результаты U-Pb датирования 31 зерен цирконов дают интервал значений от 141 до 2685 млн лет с двумя основными пиками распределения возрастa. Девятнадцать цирконов дают достаточно широкий разброс возрастa от 141 до 596 млн лет, вследствие чего выделить из них статистически значимые возрастные популяции не представляется возможным. Среди цирконов древнее 1 млрд лет выделяется популяция ($n=6$) со средневзвешенным возрастом 1842 ± 25 млн лет ($MSWD = 1.01$; $probability = 0.41$). Необходимо отметить наличие цирконов с конкордантными возрастaми 2497, 2585 и 2685 млн лет. Так же, как и в трубке Русловая, цирконы из трубки Оливиновая с возрастом менее 1 млрд лет обнаруживают более широкие вариации изотопного состава Hf. Значения \square_{Hf} варьируют от -22.5 до +11.8, и большая часть этих зерен также характеризуются положительными значениями, что свидетельствует о значительной роли мантийного магматизма. Рассчитанные модельные возрастa T_{DMC} для древней популяции цирконов варьируют от 3.4 до 2.34 млрд лет, тогда как для молодых цирконов T_{DMC} варьируют от 2.41 до 0.49 млрд лет.

В трубке Второгодница результаты U-Pb датирования 30 зерен цирконов дают интервал значений от 148 до 2804 млн. лет с несколькими основными пиками распределения возрастa. Среди цирконов моложе 1.5 млрд лет выделяются две основные популяции: ~ 150 млн. лет и значения в интервале 262-238 млн лет.

Ни для одной из популяций невозможно рассчитать средневзвешенные возрастa с приемлемым значением $MSWD$ (< 2). Среди цирконов с возрастaми древнее 1.5 млрд лет выделяется одна популяция ($n=8$) со средневзвешенным возрастом 1884 ± 22 млн лет ($MSWD = 0.54$; $probability = 0.81$). Необходимо отметить наличие цирконов с возрастaми 2515, 2631 и 2804 млн лет. Значения ϵ_{Hf} варьируют от -19.4 до +8.4, однако, в отличие от цирконов из трубок Русловая и Оливиновая, в трубке Второгодница преобладают цирконы с отрицательными значениями. Преобладание отрицательных значений ϵ_{Hf} свидетельствует о меньшей активности глубинных магматических расплавов в районе этой трубки. Рассчитанные модельные возрастa T_{DMC} для древней популяции цирконов варьируют от 4.04 до 2.23 млрд лет, тогда как для молодых цирконов T_{DMC} варьируют от 2.31 до 0.86 млрд лет.



Результаты U-Pb датирования мегакристовых кимберлитовых цирконов позволили надежно установить возраст кимберлитовых тел Мерчимденского и Куойкского кимберлитовых полей.

На основании исследований U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в “коровых” цирконах из концентрата тяжелой фракции кимберлитов мы считаем, что фундамент Оленекского супертеррейна имеет архейский возраст, который был интенсивно переработан в два основных этапа: ~2,7–2,5 и ~2,1–1,8 млрд лет. Наличие во всех изученных кимберлитовых телах нескольких молодых популяций цирконов (<700 млн лет) с положительными значениями εHf свидетельствуют о широком развитии в этом регионе глубинного мантийного магматизма. Новые геохронологические данные, а также широкое распространение россыпной алмазности в пределах Оленекского супертеррейна, подтверждают правомочность правила Клиффорда для северо-востока Сибирского кратона и позволяют нам говорить о высоком потенциале этого региона для открытия новых высокоалмазносных кимберлитов.

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН при поддержке РФФИ (проект 19-05-00766) и РНФ (проект №18-17-00249).

ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО И БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Мамедов М.Н.¹, Бабаева Г.Д.¹, Керимов В.М.²

¹Институт геологии и геофизики НАНА, Баку, Азербайджан, musamamedov@rambler.ru

²Азербайджанский Государственный Университет Нефти и Промышленности, Баку, Азербайджан

При восстановлении геодинамических обстановок геологического прошлого, наряду с общегеологическими вопросами, возникает необходимость исследования петрогеохимических и минералогических составов слагающих магматических пород. В данном контексте установление геодинамических обстановок, контролирующие магматические процессы, является одним из определяющих факторов, при интерпретации условий генерации, становления, эволюции и эволюционного переобразования магматических расплавов. С целью осуществления данных вопросов наиболее информативным объектом может быть достаточно пестрый состав и фациальное различие магматических пород мезозойских магматических комплексов, развитых в различных структурно-формационных зонах Азербайджанской части Малого и Большого Кавказа.

В пределах Азербайджанской части Малого и Большого Кавказа наиболее ранний магматический процесс проявился на южной окраине Скифской плиты. Здесь, на южном склоне Большого Кавказа, в раннеюрское время в процессе интенсивного прогибания и осадконакопления происходило заложение продольных линейных разломов, где в виде маломощных силлов и даек локализованы дифференциаты слабодифференцированных порций высокотитанистых толеит-базальтовых расплавов (Панов, 2013).

На рубеже средне- и верхнеюрского этапов развития Большекавказского окраинного моря процесс интенсивного прогибания замедляется и соответственно уменьшается активность магмоподводящих разломов, благодаря которому первичная базальтовая магма известково-щелочной серии в промежуточных очагах и интрузивных камерах подвергалась фракционированию. В результате чего в эффузивной фации формировался последовательно-дифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый, а в интрузивной фации - габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый комплексы.



В этих случаях, очевидно, первичный горячий базальтовый расплав взаимодействует с породами вмещающий рамы и в определенной мере подвергается окислению. В результате чего в промежуточных очагах и интрузивной камере умеренно-титанистые магнетиты кристаллизуются либо раньше клинопироксена, либо совместно с ним, что является причиной обогащения остаточного расплава кремнеземом. В этой связи оливин-нормативные породы становятся гиперстен и кварц нормативными.

Таким образом, контролирующий режим кристаллизации, в той или иной степени определяет направление эволюции и эволюционного переобразования горячего базальтового расплава от основного до кислого состава средне- и верхнеюрских комплексов.

В раннеюрское время на северной окраине Гондваны или же Иранской плиты, благодарязаложению линейных магмоподводящихразломов, происходило формирование высокотитанистыхтолеитовых долеритов и базальтов. По составу они почти сходны с раннеюрскими высокотитанистыми долеритами и базальтами Большого Кавказа.

Однако в долеритах и базальтах северной окраины иранской плиты установлено наличие граната, сфена и лейкоксена, свидетельствующие об ассимиляции горячих толеит-базальтовых расплавов с карбонатными породами (Рустамов, 2016).

Вместе с тем ограниченное распространение акцессорного титаномагнетита и сравнительное преобладание акцессорного ильменита и субкальциевого авгита, а также феррогиперстена в составе долеритов и базальтов обоих комплексов указывают на то, что они формировались при восстановительных условиях в рифтогенных обстановках.

Наиболее интенсивный вулканизм и соответственно формирование интрузивных образований средне- и верхнеюрского и раннемелового возраста проявился на восточной, северо-восточной и северной окраинах Гейча-АкеринскойГаврической офиолитовой зоны. Здесь магматические комплексы в виде дугообразной полосы, начиная от юга Гарабахского антиклинория через Локский эпигерценский субстрат с перерывами прослеживаются на западном направлении до Понтийской горы.

В раннебайосское время на северо-восточном отрезкеЛок-Гарабахской зоны в пределах Шамкирского, Гей-гельского, Мровдагского, Аллахвердинского антиклинориев происходил мощный и интенсивный вулканический процесс, продукты которого в лаво-пирокластических фациях сложены порфиоровыми базальтами, андезито-базальтами и подчиненными андезитами.

Эти типоморфные дифференциаты зрелых островодужных комплексов характеризуются наличием нормативного гиперстена и кварца. Здесь в модальном составе базальтов, андезибазальтов гиперстен отсутствует. Это дает основание допустить, что кристаллизационный процесс происходил в сравнительно менее окисленных условиях.

На рубеже верхнебайосского и раннебатского времени в результате полингенного расплавления аркозовых песчаников формировались почти однородные, или слабодифференцированные лавовые потоки плагиориолитов и интрузивы плагиогранитов. В отличие от нормального плагиориолита и плагиогранита они сравнительно несколько обогащены такими несовместимыми коровыми элементами как, калий, рубидий, стронций, торий и др.

В батском этапе вулканический процесс, происходящий на северо-западном и западном продолжении Лок-Гарабах-Понтийской зоны представлен последовательно дифференцированным базальт-андезит-дацит-риолитовым комплексом. Судя по составу слагающих пород этот комплекс формировался в условиях энсиалических островных дуг. При этом в составе отмеченных пород участвуют такие типоморфные порообразующие минералы, как авгит, роговая обманка, умеренно-титанистый магнетит, маггемит, кварц и др.

В отличие от предыдущего, батский вулканизм, проявленный на юго-восточном продолжении отмеченной зоны в пределах Гарабахского антиклинория, формировался на



коре субокеанического типа. Об этом свидетельствует наличие бонинита, высокомагнезиального андезибазальта, андезита и др., а также пространственно близко расположенные вулканы Гейча-Акеринской ветви Мезотетиса.

На рубеже келловей-оксфордского времени в пределах Лок-Гарабах-Понтийской зоны повсеместно происходило ослабление интенсивности вулканических процессов. В этой связи в малоглубинных прогибах накапливались мелководные терригенно-осадочные комплексы.

Анализ размещения позднеюрских и раннемеловых комплексов показывает, что предыдущие батские вулканы, начиная с юго-востока от Гарабахского антиклинория, с перерывами прослеживаются через Локский массив до Понтийской горы на западе, а интрузивные комплексы этих вулканитов в большинстве случаев локализованы в зонах пересечения продольных и поперечных разломов.

В ранней стадии позднеюрского вулканизма сформировался последовательно-дифференцированный базальт-андезит-дацитовый комплекс, а в более поздней стадии формировались субщелочные трахиандезибазальты и трахидациты.

Соответственно более ранние интрузивы сложены габбро-диорит-тоналит-банатит-гранодиоритовой ассоциацией, а более поздние – монцодиоритом, монцитом и в ряде случаев сиенитом. Необходимо отметить, что субщелочные дифференциаты, по сравнению с нормально-щелочными типами пород характеризуются ограниченным развитием.

В пределах Азербайджанской части Кавказа меловой вулканизм проявлен в пределах Гейча-Акеринской, Лок-Гарабах-Понтийской и Вандамской зон. Меловые вулканические комплексы преимущественно локализованы в пределах Газахского, Агджакендского, Ходжавендского, Азыхского и Гочасского прогибов (Мамедов, 1999). Наряду с ними меловые вулканы установлены в Кюндамир-Саатлинском погребенном поднятии.

В отмеченных прогибах в составе слагающих пород комплексов участвуют такие последовательно дифференцированные серии пород, как базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты. Здесь наиболее ранние дифференциаты комплексов сложены субвулканическим пикродолеритом, оливиновым и пироксеновым долеритом, а также различными базальтами. В последующих дифференциатах (андезитобазальт, андезит) фемические минералы (оливин, пироксен), ферри-хром шпинель постепенно уменьшаются. В более кислых дифференциатах (дациты, риодациты, риолиты) наряду с кварцем появляются такие минералы, как биотит, санидин и роговая обманка.

На юго-восточном продолжении Предмалокавказского прогиба позднемеловые вулканические комплексы локализованы в пределах Ходжавендского, Азыхского и Гочасского прогибов. Породы эффузивной фации сложены дифференциатами субщелочной и щелочной серий. Интрузивные породы соответствуют дифференциатам щелочной серии (тешениты, фельдшпатоидные сиениты).

Перечисленные дифференциаты в различном количественном соотношении содержат оливин, хромшпинель, хромдиопсид, флогопит, анальцит, высокоглиноземистый умеренно-титанистый титаномагнетит, ортоклаз и др.

Наличие перечисленных минералов и вариации в небольших пределах породообразующих компонентов позволяют допустить, что вулкано-плутонические ассоциации вышеотмеченных прогибов формировались в условиях задуговых бассейнов.

Литература:

Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых магматических формаций Малою Кавказа и Талыш. Баку. Nafta-press. 1999. 400 с.

Панов Д.И. Этапы геологического развития Кавказо-Иранского сегмента средиземноморского подвижного пояса в мезозое и кайнозое. Бюл. МОИП. Отд. Геология. 2013. Т. 88. Вып. 4. Стр. 74–86.

Рустамов М.И. Геодинамика и магматизм Загрос-Кавказского сегмента в фанерозое. «Palmarium». 2016. 408 с.



БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАЛЬДЕРЫ МЕДВЕЖЬЯ (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА): ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ НА СУБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ

Мартынов Ю.А.¹, Рыбин А.В.², Чибисова М.В.², Остапенко Д.¹, Давыдова М.Ю.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, martynov@fegi.ru

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, a.rybin@imgg.ru

Генерация расплавов в зонах субдукции, состав немодифицированной мантии и ее термальная структура, остаются предметом дискуссий (например, Hirschmann et al. 2000). В зонах погружения древних и холодных океанических плит, например, Курило-Камчатской или Японской, ключевая роль в плавлении ультрабазитовой мантии отводится субдукционному водному флюиду (например, Stern, 2002). Такая модель удовлетворительно объясняет основные геологические и петрологические характеристики островодужных лав, но сталкивается с рядом аномальных явлений, например, высокой магматической продуктивности некоторых вулканических центров, примитивным высокомагнезиальным базальтовым магматизмом и кальдерообразованием. Некоторые из этих вопросов мы рассматриваем на основании новых данных по макро- и микроэлементному и Sr–Nd–Pb, O изотопному составам плиоцен – голоценовых базальтов кальдеры Медвежья о. Итуруп с уникальной рениевой минерализацией и магнезиальным базальтовым вулканизмом.

Кальдера Медвежья, крупнейшая (9×11 км) в пределах Курильской островной дуги, расположена во фронтальной зоне северной части о. Итуруп. Она представляет собой долгоживущую полигенную структуру с докальдерным и покальдерным этапами развития. На докальдерной стадии сформировался крупный щитовой вулкан, продукты извержения которого представлены лавами, редко туфами среднего-основного состава. После катастрофического позднеплейстоценового кальдерообразующего события вулканическая активность сосредоточилась в небольших вулканических центрах (Медвежий, Кудрявый, Меньший Брати др.) (Рыбин и др., 2018), цепочкой расположенных вдоль трещинной зоны растяжения субширотного простирания. Отчетливо различаются и продукты извержений

Докальдерные базальты являются типичными представителями низкокальциевой высокоглиноземистой ($Al_2O_3 > 18$ мас. %), низкотитанистой ($TiO_2 < 0.8$ мас. %) и низкокальциевой ($K_2O < 1$ мас. %) серии фронтальных зон «холодных» островодужных систем. Посткальдерные основные лавы отличаются высокими содержаниями SiO_2 и MgO (до 11 мас. %), Ni (до 190 ppm), K_2O , Na_2O и TiO_2 , но низкими – Al_2O_3 , CaO и MnO . При этом микроэлементные и изотопные характеристики древних и молодых лав близки между собой, что свидетельствует о близком составе мантийных источников, отвечающих по составу Индийскому MORB типу, метасоматически проработанному субдукционными процессами.

Хотя в эволюции первичных расплавов основную роль играла кристаллизационная дифференциация, для докальдерных и посткальдерных базальтов она протекала по различным сценариям. Согласно результатам моделирования, выполненного по программе SOMAGMAT 3.72, для первых она протекала при низком давлении по изобарической схеме ($P \sim 0.5$ кбар, $fO_2 \sim NNO+1$, $H_2O \sim 1.3$ мас. %) в близповерхностных магматических камерах, с обрушением кровли которых обычно связывают формирование кальдер (например, Branney, Asocella, 2015). Молодые посткальдерные базальты фракционировали по декомпрессионной схеме ($P \sim 7-1$ кбар, $H_2O \sim 1$ wt%, $fO_2 \sim NNO +1.5$) при быстром подъеме магмы к поверхности, что согласуется с геологическими признаками растяжения территории в голоцене.

Для оценки состава первичных магм и P-T параметров их генерации мы использовали программные комплексы PRIMACALC2.0 и ABS3.1, хорошо зарекомендовавшие себя при



решении вопросов магмогенезиса в обстановках «холодной» субдукции. Первичные магмы докальдерного этапа образовались при низком давлении ($P_{\text{perid}} = 1.37 \text{ GPa}$), высокой степени плавления ($F_{\text{perid}} = 21\%$), обводненного ($H_2O_{\text{perid}} \approx 0.34$) и деплетированного (% MORB ext $\approx 1-2$) мантийного перидотита. Рассчитанные физико-химические параметры находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными по плавлению высоко-MgO островодужных лав при давлениях 0.9–1.7 GPa (Tatsumi 1982), а также практически идентичны таковым вулкана Iwate, расположенном во фронтальной зоне Японской дуги (табл).

Генерация первичных расплавов голоценовых базальтов происходила при низкой степени плавления (~9.5 %) деплетированного (extMORB ≈ 2) и низководного ($H_2O_{\text{perid}} \sim 0.13\%$) мантийного источника при более высоком давлении ($P_{\text{perid}} = 1.77 \text{ GPa}$). Рассчитанные параметры соответствуют диапазону значений базальтов вулкана Sannomegata, расположенного в тыловой зоне Японской дуги (табл).

Пространственное совмещение базальтов с геохимическими характеристиками фронтальной и тыловой зон островодужных систем достаточно редкое явление и требует более детального рассмотрения. Для в. Горелый, Южная Камчатка смена состава магматических пород на посткальдерном этапе рассматривалась как следствие перестройки питающей магматической системы в результате масштабных кальдерообразующих событий (Gavrilenko et al., 2016). Но в пределах Камчатки следы преистоценовой магматической реорганизации далеко не всегда связаны с кальдерообразованием (Давыдова и др., 2019). Как показали наши исследования, для объяснения особенностей состава голоценовых высокомагнезиальных базальтов кальдеры Медвежья требуется предполагать престройку не только коровой магмопроводящей, но и глубинной генерирующей систем, необычную тектонику перекрывающей литосферной плиты (например, Kohut et al., 2006). Учитывая также, что следы плейстоценового геодинамического события прослеживаются не только в пределах Курило-Камчатской островной дуги, но и на огромной территории СВ Азии, включая побережье о. Хоккайдо и северной части о. Хонсю (Jolivet, Tamaki, 1992), Западно-Сахалинские горах (Голозубов и др., 2012), мы предполагаем, что кальдере Медвежья мы наблюдаем наложение региональных тектонических событий на субдукционные процессы. Смена в плейстоцене в пределах СВ Азии направления регионального сжатия с ЮЗ-СВ (30–60°) на близширотное привело к активизации левосдвиговых перемещений вдоль разрывов северо-западного простирания (например, вдоль системы разрывов Носаппу) и формированию участков присдвигового растяжения широтного простирания вдоль Курило-Камчатской островной дуги (рис.)

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00041. Основной объем аналитических исследований выполнен в Аналитическом центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН.

Литература:

Голозубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаюк А.Е. Деформации позднемиоценовых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2012. № 5. С. 22–44.

Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. 2019. Т. 27, № 3. С. 283–308.

Рыбин А.В., Чибисова М.В., Смирнов С.З., Мартынов Ю.А., Дегтерев А.В. Петрохимические особенности вулканических комплексов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // Геосистемы переходных зон, 2018. Т.2 № 4. С. 377–385.

Branney M, Acocella V. Chapter 16—Calderas. In: Sigurdsson H (ed) The encyclopedia of volcanoes, 2nd edn. Academic: Amsterdam. 2015. pp 299–315. doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00016-X



Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1992. V. 127/128. № 2. P. 1311–1331.

Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P., Carr M., Nikulin A., Vidio C., Danyushevsky L. Abrupt transition from fraction crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse // Bull Volcanology. 2016. V. 78. P. 1–28

Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Davis F.A., Gordon S.M., Mukherjee S., Grove T.L., Krawczynski M., Medard E., Till C.B. Library of experimental phase relations (LEPR): A database and web portal for experimental magmatic phase equilibria data // Geochem. Geophys. Geosyst., 2008. № 9. Q03011, doi:10.1029/2007GC001894.

Kimura, J.-I. Modeling chemical geodynamics of subduction zones using the Arc Basalt Simulator version 5 // Geosphere. 2017. V. 13. №. 4. doi:10.1130/GES01468.1

Kohut E.J., Stern R.J., Kent A.J.R., Nielsen R.L., Bloomer S.H., Leybourne M. Evidence for adiabatic decompression melting in the Southern Mariana Arc from high-Mg lavas and melt inclusions // Contrib Mineral Petrol. 2006. V. 152. P. 201–221. DOI 10.1007/s00410-006-0102-7

Stern R.J. Subduction zones // Reviews of Geophysics. 2002. V.40. doi: 10.1029/2001RG000108

Tatsumi, Y. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan II. Melting phase relations at high pressures // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 60. P. 305–317. doi: 10.1016/0012-821X(82)90009-7.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕНАЖНЫХ РАСТВОРОВ ГИПЕРГЕННОГО ПРОФИЛЯ ПО МАФИЧЕСКОМУ И СИАЛИЧЕСКОМУ СУБСТРАТУ

Матреничев В.А.¹, Климова Е.В.², Матреничев А.В.³

¹ Санкт-Петербургский Горный Университет, Санкт-Петербург, Россия, prbat@yandex.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, katya_kli@list.ru

³ ПАО «ГМК «Норильский никель», Санкт-Петербург, Россия, matrenichev@gmail.com

Изучение кор выветривания имеет большой теоретический и практический интерес, поскольку они играют огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли. Докембрийские коры выветривания, как правило, метаморфизованы, поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого возраста, тем не менее, это единственный геологический объект, возникающий в результате взаимодействия литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы и позволяющий реконструировать особенности этих оболочек на разных стадиях эволюции Земли.

Докембрийские коры выветривания отличаются от фанерозойских аналогов меньшей мощностью, которая составляет, как правило, первые метры и относятся к типу глинистых кор выветривания. Коры выветривания глинистого типа характеризуются мультиэлементным составом с накоплением калия и рубидия в наиболее выветренных участках профиля (Алфимова, Матреничев, 2006). Накопление калия в дренажных растворах древних профилей выветривания по гранитоидам может иметь отношение к проблеме К/Na биогеохимического парадокса. Для клеточной жидкости организмов характерно преобладание $K/Na > 1$, так как присутствие калия необходимо для синтеза белка (Наточин и др., 2012). Если жизнь зародилась в морской среде, то логично считать, что солевой состав жидкости в первичных примитивных клетках должен был совпадать с солевым составом среды. Однако в солевом составе Мирового океана содержание Na^+ превосходит содержание K^+ ($K/Na \sim 0.02$) и считается, что подобное соотношение удерживалось в течение всей геологической истории Земли. Одним из предполагаемых решений этого парадокса является локальность существования условий с высоким отношением К/Na (Наточин и др., 2012).



Целью работы являлось сравнительная геохимическая характеристика дренажных растворов раннедокембрийской коры выветривания на материале экспериментального исследования взаимодействия основных и кислых пород с растворами различной кислотности.

Для экспериментов по мобилизации вещества были использованы образцы метавулканитов основного состава суйсарской свиты Онежской структуры (о. Суйсарь) и амфиболиты (метабазальты) соанлахтинской свиты Янисъярвинской структуры.

Метавулканиты Онежской структуры представлены массивными пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. В их минеральном составе выделяются порфиновые вкрапленники авгита (~ 20 об. %) и плагиоклаза (~ 41 об. %). В основной массе преобладает хлорит (~ 25 об. %), отмечаются реликты микролитов плагиоклаза, а также в незначительном количестве встречается микроклин и сфен (Матреничев и др., 2010).

Амфиболиты соанлахтинской свиты представлены серо-зелеными амфиболитами с реликтами подушечной отдельности и обнажаются на северном берегу оз. М. Янисъярви. Межподушечное пространство выполнено высококремнистым материалом. Большая часть породы замещена сине-зелёной роговой обманкой. Иногда в шлифе встречаются реликты порфировых вкрапленников плагиоклаза (Матреничев и др., 2010).

Образцы пород были предварительно раздроблены, затем разделены по фракциям ситованием. Для экспериментов использовалась фракция размером от 0.25 – 0.5 мм. Образец помещался в кислый и щелочной растворы (рН – 3 и рН – 10). Для приготовления растворов использовались дистиллированная вода, серная кислота (ЧДА) для раствора с рН=3 и аммиак (ЧДА) для раствора с рН=10. Диапазон вариаций рН включает большую часть доступных кислотных обстановок в области гипергенных преобразований, от щелочных условий кристаллизации карбонатов в корах выветривания (Матреничев и др., 2011) до ультракислых в областях современного вулканизма и антропогенного воздействия (Израэль и др., 1989).

Эксперименты проводились в кислородных условиях, время взаимодействия раствора с породой составляло 1 час, 1 сутки, 1 неделя. Время взаимодействия породы и раствора в опыте моделирует различия условий дренажа гипергенного профиля таким образом, что короткое время взаимодействия отражает условия высокой влажности и интенсивной фильтрации растворов, тогда как длительные эксперименты характеризуют застойные зоны гипергенного профиля и в целом засушливые условия.

После взаимодействия с породой растворы были отфильтрованы. Катионный состав растворов до и после взаимодействия определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. рН исходных и экспериментальных растворов определен рН-метром InoLab. Относительная погрешность измерения составляет не более 5%. Эксперименты различной длительности были установлены таким образом, чтобы они завершились одновременно и полученные растворы были проанализированы в одной серии.

Результаты экспериментального исследования перераспределения элементов между горными породами и водными растворами различной кислотности приведены в табл. 1.

Результаты экспериментов по выщелачиванию метавулканитов оз. Суйсарь в кислых условиях показали, что сумма катионов экспериментальных растворов постепенно увеличивается от 16 мг/л при коротких экспериментах до 26 мг/л при экспериментах длительностью 7 суток. Суммарная концентрация лантаноидов в кислой среде постепенно уменьшается от 1.5 мкг/л, при коротких экспериментах до 0.2 мкг/л при времени взаимодействия 7 суток (табл. 1). Концентрация La при времени проведения эксперимента от 1 часа до 7 суток уменьшается от 0.3 мкг/л до 0.02 мкг/л. Отношение La/Yb в зависимости от времени взаимодействия раствор-порода уменьшается от 17 при времени взаимодействия 1 час до 9 для 7 суток.



Таблица 1. Состав экспериментальных растворов.

| t, сут | Kat ⁺ | PЗЭ | La/Yb _N | K/Na | Ca/Na | Ca | Mg | Rb/Sr |
|--|------------------|------|--------------------|------|-------|-----|-----|-------|
| Метавулканы оз. Суйсарь, pH=3 | | | | | | | | |
| 0.042 | 16 | 1.55 | 17 | 0.6 | 2.3 | 5.9 | 3.4 | 0.14 |
| 1 | 24 | 0.19 | 16 | 0.6 | 2.0 | 8.4 | 6.6 | 0.19 |
| 7 | 26 | 0.12 | 9 | 0.7 | 2.1 | 9.5 | 7.2 | 0.31 |
| Метавулканы оз. Суйсарь, pH=10 | | | | | | | | |
| 0.042 | 5 | 0.16 | 7 | 0.7 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 2.49 |
| 1 | 7 | 0.12 | 3 | 0.6 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 4.16 |
| 7 | 10 | 0.11 | 4 | 0.7 | 0.2 | 0.9 | 0.5 | 2.80 |
| Амфиболиты оз. Янисьярви, pH=3 | | | | | | | | |
| 0.042 | 11 | 0.05 | 3.5 | 0.6 | 0.4 | 1.7 | 2.3 | 0.04 |
| 1 | 10 | 0.14 | 5.7 | 0.8 | 0.6 | 1.8 | 2.6 | 0.04 |
| 7 | 8 | 0.07 | 3.9 | 0.7 | 0.7 | 1.4 | 2.1 | 0.04 |
| Амфиболиты оз. Янисьярви, pH=10 | | | | | | | | |
| 0.042 | 8 | 0.05 | 2.3 | 0.8 | 0.1 | 0.4 | 0.7 | 1.73 |
| 1 | 6 | 0.03 | 2.1 | 0.8 | 0.2 | 0.4 | 0.6 | 0.12 |
| 7 | 6 | 0.02 | 1.9 | 0.6 | 0.2 | 0.5 | 0.7 | 0.08 |
| Гранитоиды оз. Янисьярви, pH=3 | | | | | | | | |
| 0.042 | 28.78 | 0.09 | 83 | 1.67 | 10.8 | 18 | 0.6 | 0.26 |
| 1 | 42.02 | 0.29 | 199 | 1.75 | 18.1 | 29 | 0.8 | 0.24 |
| 7 | 52.12 | 0.97 | 266 | 2.05 | 24.7 | 36 | 1.5 | 0.25 |
| Примечание: Кат ⁺ - суммарная концентрация катионов, мг/л; PЗЭ – суммарная концентрация лантаноидов, мкг/л. | | | | | | | | |

В экспериментальных растворах по выщелачиванию метавулканитов оз. Суйсарь в щелочных условиях сумма катионов увеличивается от 5 мг/л при коротких экспериментах до 10 при длительных экспериментах (табл. 1). Суммарная концентрация PЗЭ в этих растворах почти не изменяется в зависимости от времени проведения эксперимента. Отношение La/Yb уменьшается от 7 при коротких экспериментах до 4 при длительных экспериментах.

Результаты экспериментов по выщелачиванию амфиболитов оз. Янисьярви в кислых условиях показали, что сумма катионов уменьшается от 11 мг/л до 8 мг/л (табл. 1). Суммарная концентрация лантаноидов в кислой среде постепенно увеличивается от 0.05 мкг/л, при коротких экспериментах до 0.1 мкг/л при времени взаимодействия 7 суток (табл. 1). Концентрация La в экспериментальных растворах не изменяется в зависимости от времени проведения эксперимента и составляет 0.01 мкг/л. Отношение La/Yb в зависимости от времени взаимодействия раствор-порода изменяется от 3 при времени взаимодействия 1 час до 6 за сутки и затем уменьшается до 4 при времени экспозиции 7 суток.

В экспериментах по выщелачиванию амфиболитов оз. Янисьярви раствором с pH= 10 сумма катионов уменьшается от 8 мг/л до 6 мг/л (табл. 1). Суммарная концентрация PЗЭ уменьшается незначительно при времени взаимодействия от 1 суток до 7 суток от 0.05 до 0.02 мкг/л. Отношение La/Yb почти не изменяется и равно 2.

Результаты экспериментов свидетельствуют о том, что максимальные концентрации катионов в дренажных растворах формируются в кислотных условиях после выщелачивания слабо метаморфизованных метавулканитов. В этих условиях суммарная концентрация катионов варьирует от 10 мг/л до 26 мг/л. Повышенная минерализация в этих растворах достигается за счет высоких концентраций Ca и Mg, тогда как остальные компоненты растворов почти не различаются. Наиболее вероятно, что особенности катионного состава



растворов обусловлены различием минерального состава субстрата. Для метавулканитов характерно высокое содержание хлорита, до 25 %, тогда как в амфиболитах преобладает амфибол. По мере увеличения времени взаимодействия породы и раствора происходит уменьшение La/Yb_N отношения.

Неорганические компоненты среды имели ключевое значение для возможности зарождения первых органических клеток на Земле. Современные представления о солевом составе древнейших океанов постулируют доминирование Na по отношению к K. Результаты биохимических исследований свидетельствуют о невозможности синтеза белка в среде с низкой концентрацией K по отношению к Na (Наточин и др., 2012). Накопление калия в дренажных растворах при гипергенезе гранитоидов может иметь отношение к проблеме K/Na биогеохимического парадокса.

Отношение K/Na в растворах, после выщелачивания основных пород растворами различной кислотности, не зависит от времени и условий проведения эксперимента и устойчиво ниже единицы (0.6-0.8). В экспериментальных растворах после выщелачивания гранитоидов оз. М. Янисъярви кислым раствором при свободном доступе кислорода отношение K/Na постепенно увеличивается от 1.3 до 4.1 при увеличении времени взаимодействия раствор-порода от 10 минут до 4 месяцев (табл.1).

Результаты экспериментов показали, что в дренажных растворах K преобладает над Na только в кислых окислительных условиях при выщелачивании гранитоидов. Таким образом необходимым условием для формирования клеточной мембраны и появления первых клеток на Земле является присутствие в окисленной зоне гипергенеза гранитоидов.

Изучение геохимических характеристик дренажных растворов на материале экспериментального выщелачивания основных и кислых пород растворами различной кислотности, показали, что:

(1) Растворы с наибольшей минерализацией наблюдаются при выщелачивании кислым раствором слабо метаморфизованных вулканитов, в минеральном составе которых содержится до 25% хлорита. Максимальная суммарная концентрация катионов в этих растворах связана с повышенной концентрацией Ca и Mg, тогда как остальные компоненты растворов почти не различаются.

(2) Отношение Rb/Sr в растворах при выщелачивании метавулканитов, в минеральном составе которых содержится до 25% хлорита, выше чем отношение Rb/Sr при выщелачивании амфиболитов.

(3) Отношение K/Na в экспериментальных дренажных растворах после выщелачивания основных пород устойчиво ниже единицы. В экспериментальных растворах после выщелачивания гранитоидов кислым раствором при свободном доступе кислорода отношение K/Na больше 1. K/Na биогеохимический парадокс решается при гипергенезе гранитоидов. Благоприятные условия среды для возникновения жизни в континентальных обстановках на самых ранних этапах геологической истории Земли появились в связи с формированием континентальной сиалической коры.

Работа выполнена в рамках темы НИР №FMNU-2019-0001.

Литература:

Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 6. С. 578–591.

Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я., Филиппова Л.М., Рябошапка А.Г. Кислотные дожди. Л: Гидрометеиздат. 1989. 269 с.

Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. Изд-во Политехн. ун-та. СПб. 2010. С. 223–255.



Матреничев В. А., Алфимова Н. А., Левченков О. А. и др. Стратиграфия и изотопный возраст лопийского комплекса Лехтинской структуры, северная Карелия. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 3–25.

Наточин Ю.В., Фелицын С.Б., Климова Е.В., Шахматова Е.И. K^+/Na^+ во внеклеточной жидкости животных, при выветривании гранитоидов и проблема возникновения жизни. // Журнал эволюционной биохимии и физиологии. 2012. Т.48. №4. С. 406–416.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ MG-TI КИМБЕРЛИТЫ И MG КАРБОНАТИТЫ МЕНДА- БАРЫЛАЙСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА ЮЖНОЙ ЯКУТИИ – НОВЫЙ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ФОРМИРОВАНИЯ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Махоткин И.Л.¹, Бекренев К.А.², Кочнев В.Э.³, Хачатрян Г.К.⁴, Каменецкий В.С.⁵

¹АО «АГД ДАЙМОНДС», Москва, Россия, *ivan.mahotkin@mail.ru*

²АО «Якутскгеология», Якутск, Россия, *konstantin@bekrenev.ru*

³Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, Россия, *vims-kochnev@mail.ru*

⁴Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия, *khachatryan_g_k@mail.ru*

⁵Университет Тасмании, Хобарт, Австралия, *dima.kamenetsky@utas.edu.au*

Менда-Барылайский алмазоносный район (МБАР) приурочен к Якутскому кратонному блоку погребенного Батомгского архейского композитного кратона, который отделяется палеопротерозойским (1,9–2,1 млрд лет) Тыркандинским (Иджеко-Сутамским) мобильным поясом от расположенного западнее Нимнырского архейского блока Олекминско-Центрально-Алданского композитного кратона и расположенного севернее архейского Тюнгского кратонного блока (Глебовицкий и др., 2008; Смелов и др., 2001). По результатам U-Pb изотопно-геохронологических исследований ксеногенных цирконов из трубок взрыва Манчары и Атырдах МБАР доказан мезоархейский (2,8–3,2 млрд лет) возраст протолита земной коры Якутского кратонного блока. МБАР имеет общую субмеридиональную вытянутость своего ареала развития, площадью 52 000 кв. км. Этот район кимберлитового магматизма включает в себя несколько кулисообразно расположенных кимберлитовых полей: два установленных кимберлитовых поля – Хомпу-Майское (трубки: Манчары, Турахская, им. Артемова, Эрэл, Аномалия Тm-53-11) и Атырдахское (трубки: Апрельская, Дабан, Атырдах, им. Смелова, Аномалия-104 (?)) и два предполагаемых кимберлитовых поля (Борулахское и Бестяхское), выделяемых по проявлениям ИМК в осадочном чехле и ЛМА трубчатого типа.

U-Pb изотопные данные, полученные LA-MS методом по индивидуальным зернам перовскита и апатита из основной массы вулканокластических лапиллей кимберлитов и даек карбонатитовых кимберлитов трубок Атырдах и им. А. Смелова, указывают на позднесилурийский возраст (425–431 млн лет) становления исследованных кимберлитовых тел. Конкордатный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст «кимберлитовых» цирконов (метод SHRIMP) из трубок Атырдах и им. А. Смелова образует узкий интервал средневзвешенных значений 485,1–486,6 млн лет, соответствующей границе кембрия и ордовика. Судя по тому, что большинство зерен «кимберлитовых» цирконов имеют реакционные каймы бадделита и подобные зерна «кимберлитовых» цирконов совместно с бадделитом встречаются в виде включений в крупных (2–3 см) мегакристах пикроильменита, мы интерпретируем полученный кембрийские даты цирконов в качестве верхней возрастной границы мантийного метасоматоза, который предшествовал формированию мантийных источников кимберлитов



МБАР. Таким образом, формирование кимберлитовых тел МБАР являются самым ранним проявлением среднепалеозойского возраста кимберлитового магматизма Якутской алмазоносной провинции.

Кимберлитовые тела МБАР имеют небольшие размеры и сложное внутреннее строение (на палеоповерхности их площадь – 1,5–7 Га, линейные размеры 150–300 м). В верхней части исследованных тел выделяется маломощная (до 25 м) линзообразная эпикластическая пачка переотложенных вулканокластических кимберлитов (ПВК) –сидеритизированных туффитов и туфов кимберлитов, которые как правило подстилаются ксенолитовым слоем (до 5 м) брекчий, состоящих из крупных притертых друг к другу глыб известняков. В зависимости от кимберлитового тела эпикластическая толща ложится либо на туффизитовые кимберлиты (ТК) диатремовой фации (тр. Манчары), либо на довольно мощную толщу (до 130 м по вскрытому разрезу) вулканокластических кимберлитов (ВКК) 1-й фазы внедрения – тр. Атырдах и тр. им. Смелова. В тр. Атырдах ВКК 1-й фазы имеют смешанный петрографический состав вулканокластов (пирокластов), среди которых даже в пределах объема одного шлифа могут быть обнаружены пирокласты двух типов пород: слюдяные кимберлиты и мелилитсодержащие карбонатитовые кимберлиты. Присутствующий в обоих типах пирокластов флогопит имеет типично кимберлитовые составы, которые несколько различаются для каждого типа пород своим характерным трендом изменения Al, Ti и Fe.

В тр. Атырдах стратиграфически ниже толщи ВКК 1-й фазы внедрения (примерно на глубинах от 90 до 150 м от подошвы толщи ПВК) вскрыт штوك магмакластических кимберлитов (МГК) гипабиссальной фации, сложенный смесью крупноглыбовой брекчии известняков с цементом МГК и МГК, насыщенных до 30 % остроугольными обломками известняков. Шток МГК прорывается многочисленными дайками (мощностью 0,1–2 м) когерентных кимберлитов (КГК) гипабиссальной фации: карбонатитовых кимберлитов и слюдяных кимберлитов. Этот шток с системой КГК даек представляют собой корневую очаговую часть для 1-й фазы внедрения трубки взрыва Атырдах.

Все разнообразие пород 1-й фазы внедрения в тр. Атырдах прорывается туффизитовыми кимберлитами (ТК) диатремовой фации 2-й фазы внедрения. Межкластический матрикс в таких ТК имеет базальный тип строения и преимущественно сложен магматическим карбонатом с примесью апатита, а в отдельных жильных обособлениях внутри ТК матрикс сложен чистым серпентином с примесью тонких иголок зеленого клинопироксена и флогопита. Граница между ТК 2-й фазы внедрения и вышележащими ВКК 1-й фазы внедрения постепенная с заливами внутрь тела вышележащих ВКК. Это указывает на то, что ТК внедрялись в еще не консолидированную вулканокластическую тефру 1-й фазы внедрения, активно перерабатывая её и инкорпорируют в себя более ранний вулканокластический материал. В свою очередь ТК 2-й фазы и ВКК 1-й фазы внедрения прорываются маломощными дайками когерентных карбонатитовых кимберлитов, а дайки слюдяных кимберлитов в этой части разреза практически отсутствуют. Всё это указывает на то, что формирование ТК диатремовой фации было преимущественно связано с порциями магмы карбонатитовых кимберлитов. Корневая очаговая часть диатремы ТК 2-й фазы внедрения на тр. Атырдах буровыми скважинами не вскрыта.

В разрезе тр. Манчары весь основной объем тела под толщей ПВК сложен туффизитовыми кимберлитами, среди которых выделяется две разновидности пород: ТК с преимущественно с апатит-карбонатным матриксом (1-я фаза внедрения) и ТК с преимущественно апатит-флогопит-серпентиновым матриксом (2-я фаза внедрения). ТК 2-й фазы внедрения занимают центральную стержневую часть трубки Манчары. Они исключительно насыщены мантийными ксенолитами катаклазированных и крупнозернистых гранатовых перидотитов, которые образуют целые пачки (мощностью до 10 м) притертых друг другу мантийных ксенолитов, размером от 0,1 до 0,3 м.



По содержанию характеристических элементов составы даек когерентных слюдяных и карбонатитовых кимберлитов тр. Атырдах распадаются на две контрастные петрогеохимические серии пород: высокотитанистую ($\text{TiO}_2=2,2-6,6$ мас. %), высокомагнезиально-высококалиевую серию ($\text{Kmg}=88-88,5$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=6-26$) с пониженным содержанием P_2O_5 (0,5–1,0 %) и стандартным для кимберлитов распределением РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb}_N=90-190$; $\text{La}_N=440-890$) – слюдяные кимберлиты; и умереннотитанистую ($\text{TiO}_2=1-1,7$ мас. %), магнезиально-калиевую серию ($\text{Kmg}=79,3-84,7$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,7-2$) с очень высоким содержанием фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5=3,2-5,6$ мас. %) и галогенидов ($\Sigma\text{F}+\text{Cl}=0,5-1,1$ мас. %) и более высоким обогащением ЛРЗЭ, чем в стандартных кимберлитах ($\text{La}/\text{Yb}_N=97-160$; $\text{La}_N=530-2000$) – карбонатитовые кимберлиты. Не смотря на повышенное модалное содержание флогопита (15–30 % об.) слюдяные кимберлиты тр. Атырдах строго говоря не соответствуют стандартным слюдяным кимберлитам II группы Южной Африки и по соотношению основных породообразующих элементов занимают промежуточную положение между составами кимберлитов I и II группы. По изотопному составу Sr и Nd они наиболее близки кимберлитам I группы ($\epsilon\text{Sr}_t=13,2$ $\epsilon\text{Nd}_t=2,3$), располагаясь на изотопной диаграмме чуть правее поля кимберлитов I группы. Карбонатитовые кимберлиты тр. Атырдах по соотношению основных породообразующих элементов образуют самостоятельное поле составов, которое перекрываясь в области наиболее магнезиальных значений с кимберлитами I группы, вытянуто в сторону составов типичных карбонатитов. С учетом, того что эти породы имеют повышенное содержание оливина до 50 %, а в их основной массе при содержании первичного магматического кальцита от 40 до 60% встречается высокохромистая шпинель ($\text{Cr}_2\text{O}_3=54$ мас. %) и одновременно отсутствует флогопит, то такие породы выделены в самостоятельную промежуточную группу пород – карбонатитовые кимберлиты. По изотопному составу они ($\epsilon\text{Sr}_t=5,2$ $\epsilon\text{Nd}_t=3,1$) идентичны кимберлитам I группы. Таким образом, данные изотопного состава для слюдяных и карбонатитовых кимберлитов указывают на их происхождение из практически идентичного изотопно-гомогенного источника схожего с ОИВ источником (типа мантийного плюма) или из литосферного DM источника, немного обогащенного Rb без ЛРЗЭ до начала кимберлитового магматизма $T_{DM}=780-820$ млн лет, что не противоречит также находкам «кимберлитовых» цирконов более древних, чем возраст становления трубок взрыва.

Во всех исследованных кимберлитах МБАР обнаружены безазотные микроалмазы преимущественно октаэдрического габитуса, а в тр. Манчары единичные октаэдры макроалмазов, относящиеся по содержанию азота к типам Па и Ia В. Основное отличие пиропов кимберлитов МБАР от пиропов среднепалеозойских промышленно алмазоносных кимберлитов Западной Якутии заключается в практически полном отсутствии среди них высокохромистых разновидностей пиропов дунит-гарцбургитовой ассоциации. На основе гранатового Ni-геотермометра (Canil, 1994) и модельного геобарометра (Ryan, Griffin, 1996) для тр. Атырдах и Манчары были рассчитаны P-T параметры мантии по выборке пиропов и клинопироксенов (~500 зерен) и произведено сравнение полученных результатов с расчетами по мономинеральному клинопироксеновому (Crx) геотермобарометру (Nimis, Taylor, 2000; Nimis, Grutter, 2010).

В низкотемпературной (<1050°C) области для ассоциации низко-Ti G9 и Ca-G10 гранатов тр. Манчары было обнаружено хорошая сходимости результатов по гранатовому и клинопироксеновому геотермобарометру, данные по которым аппроксимируются геотермой 37–39 МВт/м². В высокотемпературной области (>1150°C) особенно для высоко-Ti G9 гранатов результаты расчетов по двум геобарометрам кардинально расходятся, что указывает на отсутствие шпинели в субстрате мантии тр. Манчары при давлении более 45 Кбар, что приводит к существенному уменьшению расчетных глубин формирования таких гранатов. Результаты расчетов Crx -геотермобарометра подтверждаются прямым изучением



ксенолитов катаклазированных гранатовых лерцолитов из тр. Манчары. Для одного из них на основе 4-х минерального равновесия были определены P-T параметры (51–68 Кбар и 1220–1260 °C) полностью совпадающие с данными Cpx-геотермометра. Полученные P-T параметры катаклазированных гранатовых лерцолитов и высокотемпературных Cpx из тр. Манчары уверенно лежат в области стабильности алмаза и аппроксимируются геотермой 39 МВт/м², образуя небольшой излом на температурной границе 1180 °C. Всё это позволяет определить нижнюю термальную границу литосферы мантии тр. Манчары в области глубин 72 Кбар (215 км).

Для тр. Атырдах по результатам расчетов геотермометрии пиропов и Cpx в целом установлено аналогичная картина строения мантии, что и для тр. Манчары. Отличие заключается в чуть более высокой геотерме 39–40 МВт/м² для низкотемпературной (<1050 °C) области, немного большей глубине (>49 Кбар) границы отсутствия шпинели в мантийном субстрате, меньшей глубине нижней термальной границы литосферы 65 Кбар (195 км) и в более высоких значениях теплового потока (41–42 МВт/м²) в высокотемпературной области.

Отсутствие шпинели и высокохромистых G10 на значительном интервале глубин 16-27 Кбар в области стабильности алмаза в литосферной мантии МБАР может быть легко объяснено в рамках модели наращивания мощности литосферы в результате приращения к её подошве фертильного вещества древнего мантийного плюма ещё на архейской стадии её формирования. Эта модель отличается от более стандартной субдукционной модели, которая подразумевает наращивание мощности литосферы в результате процессов «складирования» базальт-перидотитовых остатков древней субдуцированной океанической коры подошве литосферы, что, по-видимому, была характерна для кратонных областей Западной Якутии. Ненасыщенность хромом субстрата мантии МБАР находит своё выражение в крайне низком содержании ксеногенного хромшпинелида по отношению к пиропу и пикроильмениту в концентрате тяжелой фракции кимберлитов, в малой доли первично высокохромистых (Cr₂O₃>61 вес. %) составов шпинели, в низком значении Cr/Cr+Al отношения (=0,07–0,017) состава пиропов гарцбургитового парагенезиса, а также в низком содержании хрома в наиболее глубинных клинопироксенах, формирование которых соответствовало области стабильности алмаза. Подобные минералогические особенности соответствуют первично фертильному составу (прежде всего в низком Cr/Al отношении) субстрата литосферной мантии МБАР на горизонтах глубин области стабильности алмаза. Такой фертильный перидотитовый источник должен был иметь пониженное хром-алюминиевое отношение (Cr/Cr+Al)_{мол.кол.} ~0,05–0,18, по сравнению с типичным истощённым деплетированным дунит-гарцбургитовым субстратом, для которого характерны повышенные значениями (Cr/Cr+Al)_{мол.кол.} ~0,24–0,32.

Литература:

Глебовицкий В.А., Хильтов В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 2. С. 12–26.

Смелов А.П., Зедгезинов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.

Canil D. An experimental calibration of the “Nickel in Garnet” geothermometer with applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. № 117. P. 410–420.

Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. I. Calibration and testing of a Cr-in Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. № 139. P. 541–554.



Nimis P., Grutter H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. № 159. P. 411–427.

Ryan C.G., Griffin W.L. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // Journal of Geophysical Research. 1996. Vol. 101. № B3. P. 5611–5625.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАНИТОВ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Медведев А.Я., Дриль С.И., Горнова М.А., Каримов А.А., Беляев В.А.

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

В Дауро-Хэнтэйском хребте по долинам рек Чикокон и Буркал отмечаются проявления кайнозойских вулканитов. Следует отметить, что здесь не обнаружено рифтовых долин. Нами исследованы два объекта. Одним из таких проявлений является Бороздинский гольец. Бороздинский гольец расположен в верховьях рек Бороздина и Харчевки, правых притоков р. Буркал. Вершина его слагается плотными массивными вулканитами темно-серого и черного цвета. Они перекрывают породы ингодинской свиты (С₁₋₂). Вторым проявлением служат вулканиты устья р. Жарнихиха притока р. Буркал. Здесь расположено небольшое лавовое плато, которое бронирует поверхность террасы. В правом борту устья базальтоиды слагают небольшую куполообразную сопку, которая, по все вероятности, является остатком вулканического аппарата и представляет собой некк. Эти вулканиты залегают на гранитоидах даурского комплекса (Р₁). В исследованных вулканитах отмечены мантийные ксенолиты, представленные шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами. Лерцолиты слагаются высокомагнезиальным оливином, клинопироксеном, шпинелью и остатками граната. Для исследования были отобраны образцы без видимых ксенолитов. Вулканиты обоих объектов сложены разностями как порфировой, так и афировой структурой. Структура основной массы интерсертальная. Порфировые вкрапленники представлены оливинами, реже, клинопироксенами и очень редко плагиоклазами. Матрикс порфирированных разностей сложен мелкими зернами оливина, клинопироксена, оксиднорудных минералов, тонкими лейстами плагиоклаза и тонко раскристаллизованным агрегатом с реликтами стекла. Минеральный состав афировых разностей соответствует матриксу порфирированных. В тонко раскристаллизованном агрегате по результатам локального микронзондового анализа определены микролиты нефелина, лейцита, апатита и кислого плагиоклаза.

Впервые изучен состав минералов, слагающих вулканиты. В обоих случаях выявлены три генерации оливина – ксенокристы, фенокристы и мелкие зерна основной массы. Клинопироксены также представлены несколькими разновидностями: фенокристы (<500 мкм), мегакристы (0,7 мм) и мелкие зерна основной массы. Выявлены три разновидности полевых шпатов: первая – редкие незональные вкрапленники; вторая – мелкие лейсты в основной массе и третья – микролиты в тонко раскристаллизованном матриксе. Как было показано выше, в интерстициях наблюдаются нефелин и лейцит. Оксиднорудные минералы представлены мелкими зернами ильменита, титаномагнетита и хромшпинелида, которые рассеяны в основной массе. Кроме того, отмечены единичные зерна пирротина и микрокристы апатита.

Исследованные вулканиты относятся к базанитам. Породы высокомагнезиальные, содержание MgO составляет от 11.81 до 14.77 мас. %. В вулканитах отмечается до 15 % нормативного нефелина. Разница в химическом составе между афировыми и порфирированными разновидностями незначительна. Данные по геохимии рассмотрены ранее (Медведев и др., 2020). Отметим только, что спектр распределения РЗЭ полностью совпадает с таковым для ОИВ, также как и значения индикаторных редкоэлементных отношений в вулканитах.



Источниками базальтов океанических островов могут служить мантийные источники: HIMU, EM-I, EM-II (Weaver, 1991 и др.). Для определения изотопных источников базанитов был исследован изотопный состав Sr, Nd и Pb. Следует отметить, что для данных районов это сделано впервые. Изотопная Sr-Nd характеристика базанитов Бороздинского гольца характеризует источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA со следующими значениями: ($\epsilon\text{Nd} = 4.9\text{--}6.1$) и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7038\text{--}0.7039$). Для базанитов р. Жарничиха определены следующие значения ($\epsilon\text{Nd} = 4.1\text{--}4.7$) и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7038\text{--}0.7041$). Следует отметить, что породы более деплетированы по сравнению с базальтоидами Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО), где $\epsilon\text{Nd} \leq 4$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0.7041$. Изотопный состав свинца вулканитов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – (15.528–15.543 для Бороздинского гольца и 15.541–15.545 для р. Жарничихи), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.675–18.841 для Бороздинского гольца и 18.664–18.819 для р. Жарничихи) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.491–38.890 для Бороздинского гольца и 38.609–38.869 для р. Жарничихи). Существенной разницы в изотопных данных для исследованных базанитов разных районов не наблюдается. Изотопный состав свинца несколько более радиогенный по сравнению с аналогичными вулканитами ЮБВО. В этом случае источником дополнительной радиогенной составляющей могут быть источники как EM II, так и HIMU. Также не дает однозначного ответа рассмотрение отношения ϵNd и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Более определенно этот вопрос решается на основе оценки вариаций изотопных составов базальтоидов в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Здесь наблюдается тренд от источника PREMA к источнику HIMU, характеризующийся постоянством деплетированного изотопного состава стронция и ростом радиогенности изотопного состава свинца. Из всего сказанного можно сделать следующий вывод. Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов Бороздинского гольца и р. Жарничиха свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU.

Исследованные вулканиты относятся к типичным внутриплитным образованиям и по своим геохимическим характеристикам полностью соответствуют основным породам океанических островов.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1. № 0350-2019-0008 AAAA-A17-117041910032-1.

Литература:

Медведев А. Я., Горнова М. А., Дриль С. И., Каримов А. А., Беляев В. А., Иванов А. В., Демонтерова Е. И. Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтэй, Южное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2020. т. 61. № 8. doi 10.15372/RGG2019162. С. 1031–1054.

Weaver B.L. The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 88. p. 381–397.

БАЗАЛЬТОИДЫ СИЗИМАНСКОЙ ТОЛЩИ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. АМГУНЬ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Медведев В.А., Сурин Т.Н.

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

На севере Хабаровского края, в зоне Лимурчанского разлома, разделяющего Сихотэ-Алинскую и Амуру-Охотскую складчатые системы, локально развиты кайнозойские



базальты. В региональном плане они занимают промежуточное положение между базальтами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и Восточно-Буреинским базальтовым поясом, связанным с Восточно-Азиатской рифтовой системой (Ханчук, Мартынов, 2011). До настоящего времени считалось, что они имеют миоценовый возраст и ранее слагали обширные плато (Шаруева и др., 2015), но сейчас наблюдаются лишь в виде небольших останцов. Возраст их обосновывался определениями споро-пыльцевых комплексов из подстилающих пород (Кайдалов и др., 1986).

Нами изучен верхний поток базальтового покрова в нижнем течении реки Амгунь в районе пос. Красный Яр ($52^{\circ}49,545'$ с.ш., $138^{\circ}25,507'$ в.д.) (рис. 1), перекрывающего угленосные терригенные осадки орельской толщи, выполняющей небольшую Усть-Имскую континентальную впадину. Породы представлены массивными трахиандезибазальтами с микровкрапленниками оливина, замещенными илдингситом и петельчатым серпентином. Структура основной массы интерсервальная, лейсты плагиоклаза представлены лабрадором, в интерстициях – диопсид и близкий по составу авгит, а также продукты разложения основного стекла. Породы подвержены краснокаменным изменениям, что свидетельствует об аэральных условиях вулканизма. Микронзондовым анализом установлено присутствие в основной массе андезина, калиево-натриевого полевого шпата, апатита, циркона и бадделеита.

В Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург) на приборе Shrimp-II методом SIMS выполнено датирование цирконов и зёрен бадделеита. Возраст бадделеита рассчитан по методу (Родионов и др., 2009).

Циркон представлен обломками идиоморфных кристаллов призматического облика, прозрачных, от бесцветного до светло-желтого цвета, с коэффициентом удлинения 1–4. Содержание U достигает 13000 г/т. Для шести зёрен с самыми низкими содержаниями радиоактивных элементов ($U = 1196\text{--}2720$ г/т, $Th = 2448\text{--}10504$ г/т, $Th/U = 2,12\text{--}5,50$) получен конкордантный возраст, который составил $46,46 \pm 0,57$ млн лет.

Возраст бадделеита оказался несколько древнее. Средневзвешенный U-Pb возраст для 28 зёрен составил $52,8 \pm 1,5$ млн лет. Зерна представлены ограниченными кристаллами и обломками уплощенного и призматического облика, проявлена секториальная и полосчатая зональность. Содержание U составляет 108–778 г/т, Th–6–213 г/т, величина $Th/U = 0,04\text{--}0,28$.

Стоит отметить, что в цирконе не встречаются ядра и включения бадделеита. Не наблюдаются и обратные взаимоотношения. По-видимому, на ранних стадиях кристаллизации расплава образовывался бадделеит, но по мере насыщения остаточного расплава кремнеземом он на ликвидусе сменился цирконом. Можно предположить, что более ранний возраст бадделеита близок по времени к внедрению порций базальтоидного расплава в земную кору, а чуть более поздний возраст циркона – к моменту излияния лавы на поверхность. Обе датировки указывают на раннеэоценовый возраст аэральновулканизма в нижнем течении р. Амгунь и существенно уточняют имевшиеся до сих пор представления.

Содержания петрогенных окислов и микроэлементов (в т.ч. РЗЭ) в изученных породах представлены в табл. 1.

Из приведённых данных видно, что породы представлены трахиандезибазальтами, они являются субщелочными образованиями с ярко выраженным калиево-натриевым типом щёлочности при небольшом преобладании натрия над калием. Породам свойственны: повышенная железистость при умеренной глинозёмистости и титанистости, невысокая кальциевость и магнизиальность. Характерная особенность пород – высокая концентрация пятиоксида фосфора. Именно высокая фосфористость пород отличает их от вулканитов островных дуг, срединно-океанических хребтов и океанических поднятий. От базальтоидов континентальных рифтов и океанических островов они отличаются высокими значениями величины Al_2O_3/TiO_2 (15–16).

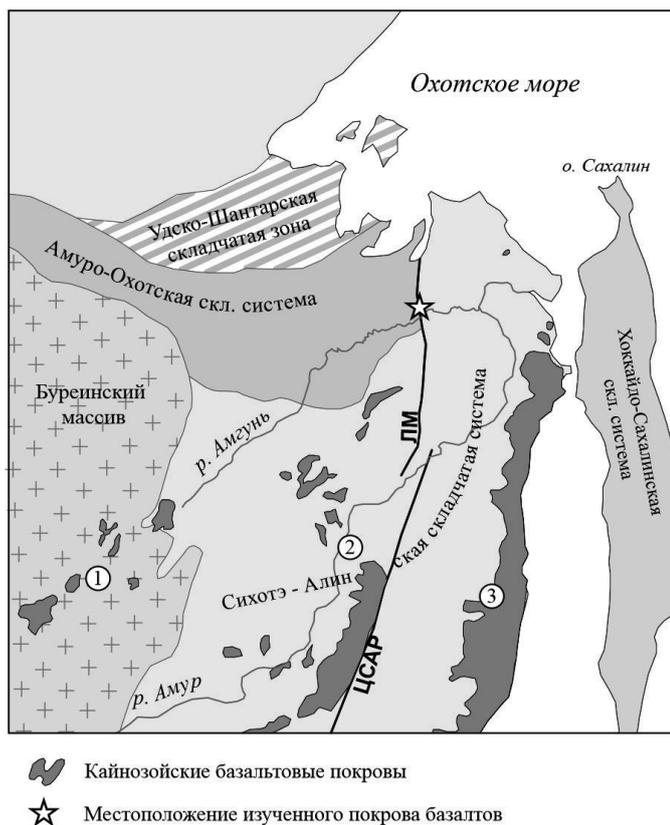


Рис. 1. Положение кайнозойских базальтовых покровов на региональной схеме геологического строения Нижнего Приамурья; ЛМ – Лимурчанский разлом, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский разлом; цифрами в кружочках обозначены базальтовые пояса (Сухов и др., 1998): 1 – Восточно-Буреинский, 2 – Западно-Сихотэ-Алинский, 3 – базальты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

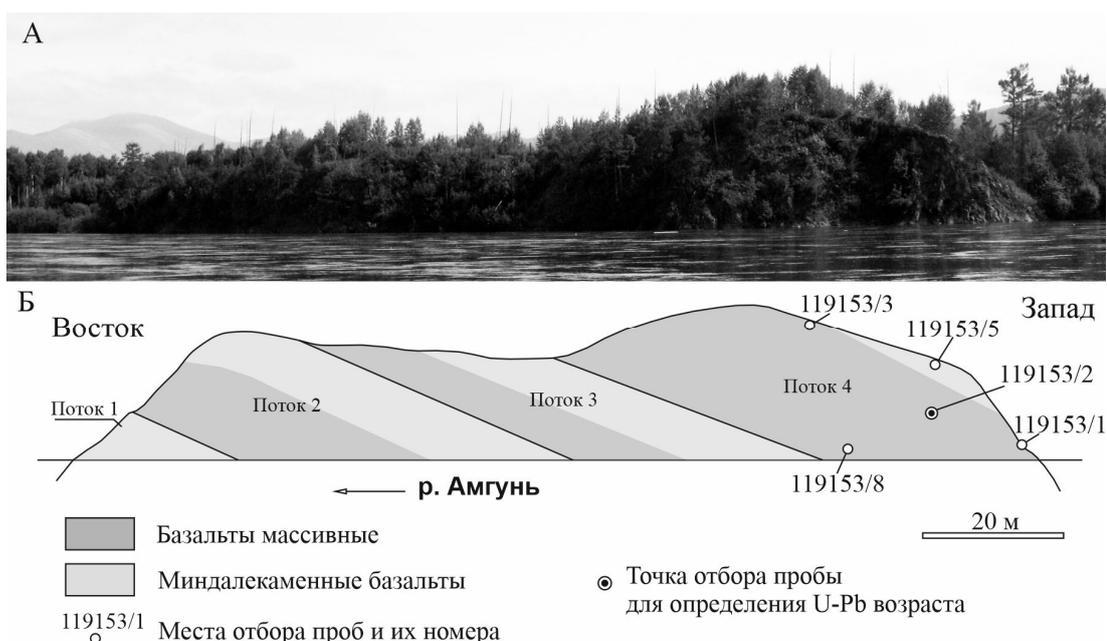


Рис. 2. Базальтовый покров в нижнем течении р. Амгунь в районе пос. Красный Яр: А – фотография; Б – схема геологического строения.

Таблица 1. Представительные анализы трахиандезибазальтовсизиманской толщи.

| | 119 153/1 | 119 153/2 | 119 153/3 | 119 153/8 | | 119 153/1 | 119 153/2 | 119 153/3 | 119 153/8 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 55,2 | 56 | 55,9 | 55,8 | Ce, г/т | 104 | 103 | 101 | 98,3 |
| Al ₂ O ₃ | 16,2 | 16,6 | 16,3 | 16,3 | Pr, г/т | 12,3 | 11,7 | 12 | 11,6 |
| TiO ₂ | 1,04 | 1,04 | 1,02 | 1,08 | Nd, г/т | 45,1 | 45,7 | 48,9 | 43,9 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,01 | 3,52 | 4,13 | 4,63 | Sm, г/т | 9,08 | 8,13 | 9,24 | 7,99 |
| FeO | 2,76 | 2,69 | 3,53 | 3,38 | Eu, г/т | 1,91 | 1,93 | 2,08 | 1,97 |
| MnO | 0,21 | 0,12 | 0,12 | 0,16 | Gd, г/т | 7,15 | 7 | 7,53 | 6,84 |
| MgO | 3,86 | 4,39 | 3,79 | 3,85 | Tb, г/т | 0,87 | 0,78 | 1 | 0,85 |
| CaO | 5,83 | 5,93 | 5,91 | 5,8 | Dy, г/т | 4,89 | 4,44 | 5,2 | 4,58 |
| Na ₂ O | 3,79 | 3,86 | 3,93 | 3,49 | Ho, г/т | 0,89 | 0,79 | 1,09 | 0,93 |
| K ₂ O | 3,01 | 3,04 | 2,94 | 2,87 | Er, г/т | 2,31 | 2,23 | 2,81 | 2,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,7 | 0,71 | 0,7 | 0,72 | Tm, г/т | 0,37 | 0,3 | 0,42 | 0,37 |
| П.п.п. | 1,37 | 1,11 | 0,8 | 1,3 | Yb, г/т | 2,22 | 2,02 | 2,55 | 2,08 |
| Сумма | 99,4 | 99,5 | 99,6 | 99,8 | Lu, г/т | 0,4 | 0,32 | 0,4 | 0,36 |
| V, г/т | 160 | 158 | 154 | 170 | Hf, г/т | 5,74 | 5,49 | 5,46 | 5,19 |
| Cr, г/т | 80 | 73,1 | 75,6 | 78,3 | Ta, г/т | 0,91 | 0,81 | 0,84 | 0,86 |
| Rb, г/т | 69,6 | 66,2 | 66 | 63,5 | Be, г/т | 2,85 | 2,44 | 2,83 | 2,63 |
| Sr, г/т | 739 | 734 | 728 | 720 | Ga, г/т | 20,4 | 19,9 | 19,1 | 19,2 |
| Y, г/т | 25,5 | 23,3 | 33,8 | 24,8 | Mo, г/т | 1,07 | 0,97 | 1,1 | 1,09 |
| Zr, г/т | 236 | 230 | 226 | 221 | W, г/т | 0,51 | <0,5 | 0,6 | <0,5 |
| Nb, г/т | 17,4 | 16,6 | 16,4 | 17,1 | Th, г/т | 5,66 | 5,67 | 5,15 | 5,15 |
| Ba, г/т | 821 | 789 | 792 | 780 | U, г/т | 1,2 | 1,15 | 1,2 | 1,13 |
| La, г/т | 49,6 | 49,1 | 52,9 | 47,7 | | | | | |

Примечание: места отбора проб см рис. 2.

Повышенные величины отношения FeO'/MgO (1,3–2,0) и коэффициента фракционирования (57–68) при повышенном для оливинсодержащих пород содержании кремнезёма свидетельствуют о реализации феннеровского тренда при их кристаллизации.

Геохимический спектр изученных пород иллюстрируется спайдер-диаграммой (рис. 3).

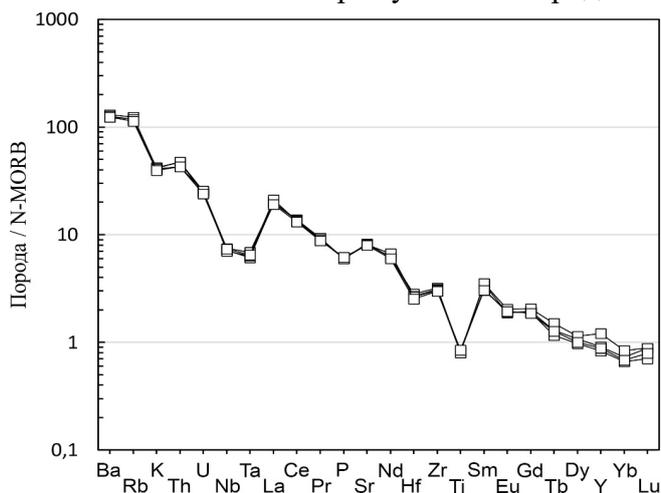


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма для трахиандезибазальтовсизиманской толщи. Нормировано по (Sun & McDonough, 1989).

Для них характерны высокие концентрации крупноионных литофилов при отчётливо проявленных минимумах концентраций элементов с высокозарядными ионами (Nb, Ta, P, Hf, Ti). Наличие указанных минимумов свидетельствует о повышенном водном давлении в области магмогенерации, т.к. именно этот фактор при мантийных давлениях приводит к



расширению полей устойчивости окисных фаз, являющихся концентраторами перечисленных микроэлементов. Распределение РЗЭ отличается резким преобладанием лёгких цериевых РЗЭ над тяжёлыми иттриевыми при величине $(La/Yb)_N$ в диапазоне от 14 до 16,4, что в сочетании с обогащённостью крупноионными литофилами свидетельствует о некоторой обогащённости источника непосредственно перед плавлением. Об этом же свидетельствуют и повышенные значения Zr/Y-ого отношения (7–10). Небольшие отрицательные европиевые аномалии вполне объясняются незначительным фракционированием клинопироксена и плагиоклаза на поздней стадии дифференциации первичного расплава.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что первичная магма базальтоидовсизиманского комплекса образовалась путем плавления обогащенного мантийного источника в условиях повышенного водного давления. Охарактеризованные вулканы относятся к калиево-натриевой субщелочной серии, они формировались в надсубдукционной обстановке в узких локальных зонах растяжения на фоне общего сжатия. Эволюция магм происходила в малоглубинном очаге в условиях ортопироксенового барьера. Возраст базальтоидовсизиманского комплекса близок к возрасту раскрытия впадин Японского моря и Татарского пролива.

Работа выполнена в рамках геологического доизучения площади листа N-54-XXV по государственному заданию Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00 от 11.01.2018. Авторы выражают особую благодарность С.Ю. Рассказову за блестящую организацию полевых работ.

Литература:

Кайдалов В. А., Дьяков В. Н., Романов Б. И. Отчет Херпучинской партии по групповой геологической съемке м-ба 1:50000, проведенной в междуречье Амгунь-Бичи на листах N-54-110-А,Б-в,г; В;Г; N-54-111-В; N-54-122-А,Б,Г; N-54-123-А,В за 1981-86 гг. 1986 г. ТГФ (Хабаровский) № 428381, Нижне-Амурская экспедиция. Хабаровск: ПГО Дальгеология. 1986.

Родионов Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. Уран-свинцовый возраст бадделита (ионный микросонд SHRIMP-II) и его использование для датирования карбонатитовых массивов // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 428. №2. С. 244–248.

Сухов В.И., Хитрунов А.Т., Романовский Н.П. Типизация мезозойских и кайнозойских магматических комплексов Дальнего Востока по петрогеохимическим, изотопно-геохимическим, петрофизическим признакам с целью оценки их рудоносности (Отчет по договору № 584 за 1991-94, 1995, 1998 гг.). Хабаровск: ДВИМС 1998. 273 с.

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит (Материалы Всероссийской конференции с международным участием). Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45–49.

Шаруева Л.И., Лопатин Б.Г., Роганов Г.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-54 – Николаевск-на-Амуре. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2016. 537 с.

Sun S.-s. and McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 42. P. 313–345.



О РЕКОНСТРУКЦИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Медведева С.А.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
medvedeva@itig.as.khb.ru*

На вещественный состав терригенных пород влияет много причин: состав пород областей сноса, климат и рельеф этих областей, степень выветривания, удаленность бассейна седиментации от суши, уровень моря, близость вулканов, удаленность от СОХ и другие. Огромная роль принадлежит связи тектонического положения областей сноса и бассейнов. Данные о составе пород помогают реконструировать геологическое прошлое формирования осадочных бассейнов. Любой метод, использующийся для реконструкций, имеет ограничения и обладает разными возможностями. Реконструкции начинаются уже при полевых наблюдениях и продолжаются при камеральной обработке, поскольку породы доступны для непосредственного изучения разными методами. При изучении минералого-петрографического состава рассматривают в основном псефито-псаммитовые породы. Знание валового химического состава пород позволяет рассчитать модули, или параметры, с помощью которых осуществляются реконструкции. Для этих целей также используют данные о реальных или нормированных содержаниях малых элементов и их отношениях.

Реконструкции состава пород источников сноса.

1. *Минералого-петрографический состав конгломератов, гравелитов и песчаников.* Состав пород источников сноса восстанавливают по минералого-петрографическому составу конгломератов, гравелитов и песчаников. Состав галек из конгломератов очень информативен. Например, состав галек из триасовых конгломератов Русского острова под г. Владивостоком свидетельствует, что размывались вулcano-плутонические комплексы: гальки гранитоидов $\approx 40\text{--}50\%$, гальки основных и средне-кислых эффузивов $\approx 50\text{--}60\%$. В нижнеамурских ранне-позднемиловых конгломератах гальки представлены, в основном, песчаниками, редко алевролитами и кремнистыми породами. Следовательно, в областях сноса преобладали породы осадочных толщ. Изучение под микроскопом обломочного материала песчаников дает информацию о более обширных площадях сноса по сравнению с изучением галек из конгломератов. Интерпретация минералого-петрографического состава песчаников аналогична интерпретации по составу псефитов (Буреинский, 2012). Оба метода трудоемки и длительны.

2. *Литогеохимический состав песчаников и алевролитов.* Судить о составе пород в областях сноса можно и по данным о содержаниях порообразующих элементов. По валовому химическому составу и значениям модулей «Стандарта ЮК» (Юдович, Кетрис, 2000) осадочные породы Буреинского бассейна сопоставимы с более древними кислыми и умеренно-кислыми интрузивными породами Буреинского массива (Медведева, 2016 а). Также используют данные о содержаниях редкоземельных (РЗЭ) и малых элементов. Например, различные характеристики средне-позднеюрских и раннемиловых терригенных пород Баджало-Горинской структурно-формационной зоны (сумма РЗЭ 81–160 г/т в песчаниках, 117–222 г/т в алевролитах, значения ЛРЗЭ/ТРЗЭ 8.5–13.2 в песчаниках, в алевролитах 8.2–11.3, Eu/Eu^* 0.50–0.69 в песчаниках, 0.48–0.62 в алевролитах, и другие) свидетельствуют о размыве пород кислого состава (Медведева, 2020).

Реконструкция палеоклимата. Изученные песчаники представлены полевошпатовыми граувакками, кварцевыми граувакками, реже аркозами. Это незрелые породы и они показывают преобладание физического выветривания над химическим, что возможно при



расчлененном рельефе прилегающей суши и холодном климате, или жарком сухом климате. Наличие растительного детрита в породах говорит о гумидном климате. Кроме того, реконструируют палеоклимат также с помощью расчетных климатических модулей (Nesbitt, Young, 1982). Реконструкция позднеюрского и раннемелового палеоклимата на основе данных о валовом химическом составе терригенных пород в Буреинском бассейне (Медведева, 2016 б) согласуется с реконструкцией на основе изучения палеофлоры, которая проводилась специалистами флористами (Красилов, 1973).

Реконструкция тектонических обстановок. При реконструкциях тектонических обстановок рассматривают гранулометрический, минералого-петрографический, валовый химический составы, содержания малых элементов и РЗЭ. Применяют различные рекомендованные исследователями (Dickinson, Suczek, 1979, Bhatia, 1983, Bhatia, 1986, Verma, Armstrong-Altrin, 2013 и др.) расчетные показатели. Построенные по расчетным параметрам диаграммы позволяют реконструировать связь юрско-меловых бассейнов в целом с обстановками активных континентальных окраин и, одновременно, с обстановками континентальных вулканических дуг, а для некоторых временных интервалов – с обстановками пассивных континентальных окраин. Наиболее надежны не противоречащие друг другу и геологическому строению района реконструкции на базе перечисленных данных и приемов их обработки.

Литература:

Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).

Красилов В. А. Палеоэкологический метод корреляции континентальных толщ // Бюллетень Моск. о-ва исп. природы, отд. геологии. 1973. Т. XLVIII (4). С. 37–50.

Медведева С.А. (а) Новые данные о химическом составе юрско-нижнемеловых осадочных пород Буреинского бассейна (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. №4. С. 65–82.

Медведева С.А. (б) Литохимические и флористические данные для реконструкции мезозойского палеоклимата (на примере Буреинского осадочного бассейна, Дальний Восток, Россия) // Успехи современного естествознания. 2016. № 4. С. 156–161. DOI 10.17513/use.35880

Медведева С.А. Редкоземельные элементы в юрско-меловых терригенных породах бассейнов рек Лимури и Пильда (Дальний Восток России) // Успехи современного естествознания. 2020. № 4. С. 114–119. DOI: 10.17513/use.37371

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479с.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1979. V. 63. № 12. P. 2164–2182.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V.299. P. 715–717.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013/ V. 355. P.117–133.

НЕСТАЦИОНАРНЫЙ СОПРЯЖЕННЫЙ КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В ВЕРТИКАЛЬНОМ КАНАЛЕ ПРИ ВНЕЗАПНОМ НАГРЕВЕ ДОННОЙ ОБЛАСТИ

Митин К.А., Митина А.В., Бердников В.С.

Институт теплофизики им. С.С. Кутателадзе СО РАН, Новосибирск, Россия

Нестационарный сопряженный свободноконвективный теплообмен в высоком плоском вертикальном канале с массивными стенками конечной теплопроводности после внезапного



разогрева основания можно рассматривать как простейшую модель таких природных систем, как разломы и трещины в земной коре, глубокие впадины на дне океанов (Добрецов, 2011). Аналогичные процессы в цилиндрическом канале могут быть моделями таких геодинамических систем как вулканы и кимберлитовые трубки (Добрецов, 2011). До настоящего времени отсутствуют хорошо проработанные теплофизические модели кимберлитовых трубок и жерл вулканов, процессы формирования интрузивных тел, например, даек (Добрецов, 2011). Анализ имеющихся публикаций, посвященных исследованиям кимберлитовых трубок показал, что подавляющее большинство работ имеет геологический и петрологический характер (Афанасьев и др., 2001; Kamenetsky et al., 2009). Работ направленных на изучение теплофизических процессов в кимберлитовых трубках либо жерлах вулканов не обнаружено. Поэтому необходимо создать физическую модель образования очага и каналов протокимберлитовой магмы до выхода её на земную поверхность в нестационарных режимах проплавления и сопряженного теплообмена с окружающим неоднородным твердым массивом, определить скорости движения кимберлитового расплава из верхней мантии до нижнекорового уровня. Энергетическим источником процесса формирования кимберлитовых трубок является поток тепла из верхней мантии к земной поверхности. Поскольку трубки локализованы в пространстве, то наиболее вероятно, что условием их формирования является локализованный нагрев снизу за счет выхода головной части плюма и взрывообразного выброса вещества через разломы в земной коре.

В ИТ СО РАН были выполнены работы, направленные на экспериментальное и численное исследование процессов формирования и выхода на дневную поверхность плюмов, развивающихся над линейными источниками тепла (Антонов и др., 2012; Арбузов и др., 2014; Бердников и др., 2018). В работах изучена эволюция во времени пространственной формы течения, полей температуры и скорости в зависимости от подводимой мощности. Возможные сценарии формирования кимберлитовой трубки многовариантны и зависят от локальной обстановки в земной коре в области выхода головной части плюма. Если имеется разлом-трещина, заполненная однородной текучей средой или пористой средой, насыщенной текучей средой, то возможно развитие конвективного течения при подогреве снизу. В качестве первого шага естественно рассмотреть развитие нестационарного конвективного течения в двухмерной прямоугольной полости внезапно нагретой снизу (как первый шаг в исследовании процессов в разломе земной коры) (Бердников и др., 2018). Было показано (Бердников и др., 2018), что в придонной области развивается несимметричное двухвихревое течение и наблюдается колебательный процесс. Формируется пульсирующий восходящий поток горячей жидкости, колеблющийся между стенками, поочередно касаясь и отражаясь от них. Навстречу восходящему потоку вниз так же периодически во времени и в пространстве проваливаются вихри более холодной жидкости. В результате чего в жидкости и в твердых стенках бежит тепловая волна и формируются нестационарные поля температуры в твердом массиве. Полученные данные позволяют представить изменение энергетики процесса во времени и анализировать возможные процессы разрушения (эрозии) стенок разлома из-за нестационарных полей термических напряжений и динамического воздействия нестационарного потока.

В данной работе в качестве последующего шага изучены процессы нестационарного сопряженного теплообмена в режиме термогравитационной конвекции в высоком вертикальном цилиндрическом канале с массивными стенками конечной теплопроводности, после внезапного подогрева снизу. Получить данные о распределении нестационарного поля температуры внутри твердых стенок при проведении физического моделирования крайне затруднительно. Актуально применение математического моделирования. Методом конечных элементов решены уравнения термогравитационной конвекции в приближении



Буссинеска в переменных температура, вихрь и векторный потенциал поля скорости. Получены распределения нестационарного поля температуры в жидкости и твердых стенках, поле градиентов температуры в твердых стенках и поле скоростей в жидкости. Полученные численно результаты будут использованы для планирования и оптимизации экспериментальных исследований в максимально близкой постановке задачи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 19-08-00707 а).

Литература:

Антонов П.В., Арбузов В.А., Бердников В.С. и др. Экспериментальные и численные исследования нестационарных плавучих струй // Автометрия. 2012. 48. №3. С. 90–100.

Арбузов В.А., Арбузов Э.В., Бердников В.С. и др. Оптическая диагностика структуры и эволюции плавучих струй в сильновязкой жидкости // Автометрия. 2014. 50. №5. С. 90–100.

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2001. 275 с.

Бердников В.С., Митин К.А., Гусельникова О.О., Гришков В.А. Сопряженный теплообмен при натекании свободно-конвективной струи на преграды различной теплопроводности // Труды Седьмой Российской национальной конференции по теплообмену: в 3 томах (22–26 октября 2018 г., Москва). Т. 1. М.: Издательский дом МЭИ. 2018. С. 298–301.

Бердников В.С., Митин К.А., Митина А.В. Развитие термогравитационной конвекции в плоском вертикальном слое жидкости после внезапного нагрева дна // Труды Седьмой Российской национальной конференции по теплообмену: в 3 томах (22–26 октября 2018 г., Москва). Т. 1. М.: Издательский дом МЭИ. 2018. С. 302–305.

Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики: учеб. пособие. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т. 2011. 492 с.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Sharygin V.V., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Can pyroxenes be liquidus minerals in the kimberlite magma? // Lithos. 2009. P. 213–222.

ОКИСЛИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОРОГЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОКА РОССИИ

Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В.

*Институт тектоники и геофизики им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
lfnishin@mail.ru*

Большинство элементов могут менять свою валентность. Переход из одновалентного состояния в другое связан с окислительными условиями. Из экспериментальных данных известно, что на редокс-реакцию кроме фугитивности кислорода (fO_2) оказывают влияние дополнительные факторы. Для железа влияние этих факторов описывается эмпирическим уравнением (Борисов и др., 1991): $\lg(Fe^{3+}/Fe^{2+}) = h/T + k \lg fO_2 + s$,

где h , k и s – константы, зависящие от температуры, давления и состава расплава, T – температура (К). Применительно к известково-щелочным магматическим породам отмечается определенный тренд окисленности железа от базальтов к риолитам и от габбро к гранитам, поэтому при использовании всего спектра пород для определения окислительных условий было рассчитано эмпирическое уравнение окисленности железа, приведенное к предельному содержанию в магматических породах SiO_2 , равному 76 %: $f = Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO) + 0.38 \cdot SiO_2 / 200$ (Мишин, 1994).

В восстановительных условиях железо находится преимущественно в подвижной двухвалентной форме и концентрируется в темноцветных минералах, и лишь избыток его связывается в ильмените и магнетите, что обуславливает низкую магнитную



восприимчивость магматических пород ильменитовой серии. В окислительных условиях трехвалентное железо рано кристаллизуется в магнетите, а остаточный расплав обедняется железом и кристаллизующиеся вслед за магнетитом темноцветные минералы отличаются низким содержанием железа, преимущественно в трехвалентной форме. Обилие магнетита обуславливает высокую магнитную восприимчивость пород.

Зональность окислительного (преобладание соединений кислорода) и восстановительного (преобладание водорода) фронтов имеет региональное распространение и, возникнув, существует длительное время.

В Восточной Якутии в раннем мезозое формируются протяженные пояса гранитоидов и вулканических пород, с которыми пространственно и по времени связаны различные типы гидротермальных рудных месторождений (Акинин и др., 2009).

Уяндино-Ясачненская вулканическая дуга образует западное обрамление Колымо-Омолонского террейна. В ее пределах значения коэффициента окисленности возрастают от северного крыла пояса к южному крылу. Все покровы вулканических пород и комагматичные интрузии по окисленности железа, за исключением Кыра-Суордахского поля – типично магнетитовая серия (МС). Различия окислительных условий кристаллизации между разновозрастными и разными по петрографическому составу горизонтами вулканических пород внутри конкретных полей отсутствуют полностью.

В постколлизийных магматических поясах *Главном* и *Северном* редокс-условия и форма выходов магматических образований во многом совпадают. Магматические породы в пределах этих поясов не зависимо от формационного состава и возраста характеризуются восстановительными условиями формирования, и лишь в их обрамлении фиксируются тела гранитов МС. На западном фланге Колымо-Омолонского составного террейна (область *Колымской петли*) происходит расщепление Главного и Северного батолитовых поясов с образованием обширной зоны (более 180000 км²) рассеянного магматизма, формировавшегося на фоне восстановительного флюидного фронта в условиях растяжения с погружением кровли интрузивов в западном направлении. Вся оловоносность в исследуемом районе сосредоточена в магматических поясах, сложенных породами ильменитовой серии (ИС), но распределение рудной минерализации неравномерное. В Главном и Северном батолитовых поясах значительные проявления олова практически отсутствуют. Все месторождения олова и сопутствующего вольфрама сосредоточены преимущественно в пределах Колымской петли, где интрузивные массивы слабо эродированы. С породами МС, обрамляющими ильменитовые зоны, связана халькофильная минерализация.

Монголо-Удской магматический пояс занимает внутриконтинентальное положение и имеет субширотное простирание. Образование его произошло в результате косо-сближения Амурского микроконтинента с Сибирским континентом. Последующая коллизия происходила и во времени и в пространстве с запада на восток в виде смыкающихся ножниц с позднего палеозоя на западе поранний мел на востоке (Мишин и др., 2019). В верховьях р. Уда Монголо-Удской пояс разделяется на два сегмента. Магматические образования в восточном сегменте представлены породами МС с типичной для этих образований халькофильной минерализацией (Мишин и др., 2003). Западный сегмент имеет симметричное строение. Осевая его зона сложена палеозойскими складчатыми образованиями, насыщенными разновозрастными гранитоидами, менее вулканидами ИС. Выходы магматических пород ИС на западном фланге достигают в ширину 250 км, а на восток сужаются до полного выклинивания. Восстановленные породы с севера и юга обрамляются окисленными магматическими образованиями ($f > 0,4$). По результатам поисковых исследований в центральную ИС зону идеально вписывается Забайкальский олово-вольфрамовый пояс, практически в том же объеме ранее выделенный С.С.



Смирновым. С юга и севера он обрамляется зонами распространения полиметаллических месторождений и проявлений (Au-Ag; Au-Mo; Mo, U, Zn, Pb).

Охотско-Сунгарийская система магматических поясов имеет субмеридиональное простирание и протягивается от Чукотки на севере до Ханкайского массива на юге, ширина ее достигает 300 км. В составе системы выделяются Охотско-Чукотский и Сунгари-Селитканский магматические пояса, имеющие зональное строение.

Охотско-Чукотский магматический пояс. Внутренняя, практически непрерывная, зона пояса сложена базальтами, андезитами и риолитами МС. Восстановленные магматические породы ИС серии в Охотско-Чукотском поясе распространены фрагментарно во внешней зоне. Детально ИС изучена в пределах Куйдусунского вулканогена, примыкающего к северо-западному флангу Ульяновского прогиба. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса – это провинция с профилирующими золото-серебряными и менее медно-порфировыми месторождениями. Внешняя зона пояса с ИС магматических пород характеризуется металлогенией олова, иногда с примесью вольфрама, молибдена и меди.

Сунгари-Селитканский пояс по составу вулканических пород, их возрасту, зональности и географическому положению можно рассматривать как южное продолжение Охотско-Чукотского пояса. Отличие заключается в том, что этот пояс полностью занимает внутриконтинентальное положение. Вследствие этого его восточная зона не испытала прибрежной просадки, была значительно эродирована и представляет серию разобщенных, ограниченных по площади выходов вулканических пород, менее гранитов. Магматические породы этой зоны имеют повышенные значения f' и относятся к МС. Пространственно и, очевидно, по времени с ними связаны золоторудные месторождения и проявления медно-порфирового и Au-Ag типов. Западная зона пояса – это субмеридиональная цепь вулканотектонических просадок кальдерного типа, выраженных в рельефе положительными формами и контрастными гравитационными и магнитными минимумами. Судя по значениям f' , магматические породы в этой зоне относятся к ИС. Отметим, что для северного (Баджало-Ямалинского) фланга этой зоны вмещающими породами является юрский аккреционный комплекс, а для южного (Хингано-Каменушинского) – палеозойско-протерозойские кристаллические породы Буреинского массива. При этом по окислительным условиям в металлогеническом отношении возрасту эти подзоны абсолютно идентичны.

Сихотэ-Алиньский орогенный пояс (САОП) при ширине до 300 км протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на 1350 км. Пояс образован различными по составу интрузивными и вулканическими породами с возрастным диапазоном от готерива по палеоген включительно. Предварительный анализ окисленности железа в магматических породах показал наличие в этом регионе поперечной геохимической зональности (Мишин и др., 2003), что было подтверждено результатами повторного детального изучения этого магматического пояса (Мишин и др., 2020). Всего произведено 12 пересечений пояса с опробованием всех выходов магматических пород. Кроме того, были проанализированы ранее полученные коллекции проб авторов из южного и северного флангов Сихотэ-Алиня. Для всех проб методом РФА изучен петрохимический состав магматических пород, содержания редких и редкоземельных элементов (ISP – метод), на растровом электронном микроскопе проанализированы темноцветные пороодообразующие минералы и аксессуарный рудный минерал. В осевой зоне магматического пояса (ширина до 200 км) все многочисленные выходы гранитов и вулканических пород оказались представленными ильменитовой серией с характерными геохимическими чертами. С востока и запада магматические породы ИС обрамляются разновозрастными интрузивными и вулканическими породами, относящимися к МС. Восточная граница пород МС и ИС пересекает по простиранию Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и отдельные гранитные массивы. Западная граница там, где она не перекрыта кайнозойскими базальтами,



контролируется разломной тектоникой. На севере пояса замыкание зоны магматических пород ИС произошло на широте г. Комсомольск-на-Амуре. Здесь на небольшой площади (Гурская петля) сосредоточены граниты с возрастным диапазоном от 130 млн лет по палеоген включительно, при этом граница ИС и МС пересекает отдельно взятые гранитоидные плутоны независимо от их возраста и петрографического состава. Показателен Аксакинский однофазный массив крупнозернистых лейкократовых гранитов. Северный фланг интрузива образован породами МС, а южный сложен такими же лейкократовыми гранитами, но ИС. Переход от ИС к МС постепенный, ширина зоны достигает первых десятков метров. С магматическими породами САОП пространственно и во времени связаны многочисленные гидротермальные проявления и месторождения различных металлов. Олово-вольфрамовая зона имеет протяженность 700 км при ширине до 200 км, контур ее практически полностью совпадает с границей распространения магматических пород ИС.

С породами МС пространственно и во времени сопряжены многочисленные золото-серебряные месторождения и проявления, а также проявления молибдена, полиметаллов, и проявления медно-порфирирового типа. Окислительные условия контролируют также характер площадных гидротермальных изменений пород. Для зоны распространения пород ИС типичны площадная биотитизация и среднетемпературные эпидотовые пропилиты. Для пород МС обычны поля с интенсивной пропилитизацией (хлорит-карбонатная фация) и площадная цеолитизация. Многочисленные выходы в САОП высокоглиноземистых вторичных кварцитов – исключительная принадлежность пород МС.

Приведенные данные свидетельствуют, что от зональности окислительных условий не зависит пространственное распределение магматических образований, глубина выплавления и кристаллизации, щелочность, глиноземистость, кислотность пород. Окислительно-восстановительные условия – это фон, на котором происходило образование различных петротипов магматических пород. Этот фон определяет лишь валентное состояние поливалентных элементов, накладывает определенный отпечаток на геохимический состав минералов и определяет металлогеническую специализацию магматических пород. Слабая связь или полное отсутствие разделения магматических пород на МС и ИС с вмещающими породами, а также региональный характер их распределения указывают, что зональность флюидного потока имеет глубинные корни. Орогенный пояс с начала своего образования является зоной повышенной проницаемости для литосферных и мантийных флюидов. Редокс-условия при этом формируются в зависимости от взаимного расположения океанических (создающих окисленный флюидный фон в зоне дегидратации) и континентальных (расположенных в зоне восстановленного мантийного флюида) плит (Талтыкин и др., 2020).

Работа выполнена по государственному заданию ИГиГ ДВО РАН.

Литература:

Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (северо-восток Азии) // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Кравчук И.Ф., Луканин О.А., Малинин С.Д., Шилюбреева С.Н. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука. 1991. 256 с.

Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Недра, 1994. 207с.

Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 28–48.

Мишин Л.Ф., Кириллова Г.Л., Меркулова Т.В., Коновалова Е.А. Окислительные условия формирования постколлизионного магматизма и металлогении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 3–13.



Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю. Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньскогоорогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39. № 3. С. 51–67.

Талтыкин Ю. В., Мишин Л. Ф., Коновалова Е. А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2020. № 4. С. 24–38. DOI: 10.34078/1814-0998-2020-4-24-38

ЛИЦЕВСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ УРАНА (АРКТИЧЕСКАЯ ЗОНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мокрушина О.Д., Каулина Т.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Анапаты, Россия, mokrushina@geoksc.apatity.ru

Лицевский урановорудный район расположен на северо-западе Кольского региона, где является одним из наиболее перспективных в отношении металлогении урана. Лицевский район приурочен к зоне пересечения нескольких разломных зон с различной пространственной ориентировкой, а его структура характеризуется сложным мозаично-блоковым строением. Здесь выделено четыре типа урановой и сопутствующей минерализации разного возраста (Савицкий и др., 1995).

Лицевское урановое рудопроявление расположено в северо-западном экзоконтакте Лебяжинского массива гранитоидов, на пересечении Лицевского и Чептьярвского разломов, в смятых в субмеридиональные складки мигматизированных гнейсах кольской серии. Складки секутся согласными и поперечными тектоническими разломами, выполненными катаклазитами и брекчиями, иногда с фрагментами конгломератов и аркозов (Савицкий и др., 1995). В его пределах выявлено два типа минерализации: Th-U – в кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитах (1,85–1,75 млрд лет) и U минерализация в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах (400–300 млн лет).

Изучение флюидных включений показало, что первичные флюидные включения в кварце пород Лицевского оруденения чаще всего встречаются в составе групп, в которые входят различные по фазовому составу и соотношению типы включений. Пестрый состав этих ассоциаций может, по нашему мнению, указывать на гетерогенный захват включений во время кипения однокомпонентного водного раствора NaCl (Рёддер, 1987). Газовая фаза в этом случае была первоначально представлена низкоплотными парами воды, которые в результате эффекта радиолиза воды диссоциировали на O₂ и H₂ (рис. 1).

Это так же подтверждает отсутствие других газов в концентрациях достаточных для определения. Наличие молекулярного водорода и кислорода характерно для урановых месторождений (Наумов и др., 2015). В газовую фазу включений кислород и водород были захвачены уже после диссоциации, в противном случае объемное соотношение этих газов было бы одинаковым для всех сингенетичных включений (Dubessy et. al., 1989). Потеря летучих компонентов или «кипение» было предложено (Trommsdorff and Skippen, 1986) для объяснения процессов эволюции флюидов в метаморфических породах. Предполагается также, что этот механизм является очень эффективным для рудоотложения многих металлов в гидротермальных системах в близповерхностных условиях (Рёддер, 1987). Наряду с такими важными факторами как «вскипание» и охлаждение, способствовавших осаждению урана, возможно также влияние дополнительного фактора, которым является смешивание двух различных флюидов с разным солевым и газовым составом.

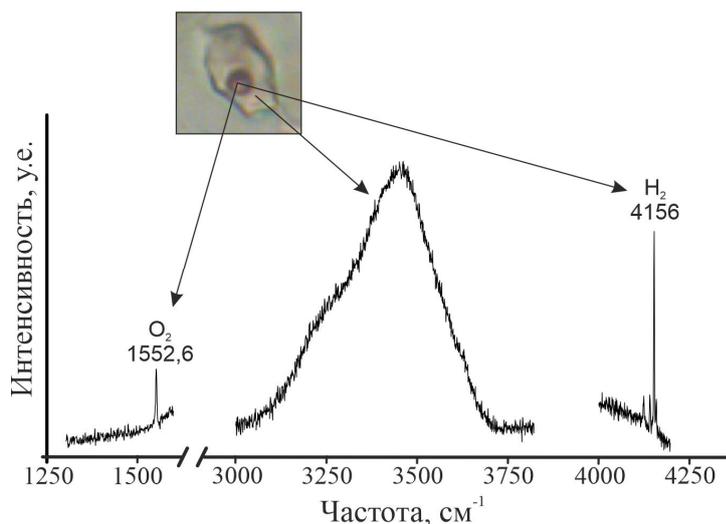


Рис. 1. Фрагменты оригинального спектра газопо-жидкого включения в кварце с характерными пиками водного раствора соли и газов входящих в состав газового пузырька.

Соленость исходного раствора, захваченного включениями на Лицевском рудопроявлении, меняется от средне-высокой (13,7–22,5 мас. % NaCl экв) до низкой (1,7 мас. % NaCl экв). Такие же данные получены для флюидных включений в кварце на соседнем рудопроявлении Береговое, где были отмечены ранние флюидные включения (1,85–1,75 млрд лет) средне-высокой солености (7–21 мас. % NaCl экв.) с солями Mg и Ca, и поздние включения низко-средней солености (0,2–14 мас. % NaCl экв.) с солями Na и K. Ранние флюиды с газовой фазой, представленной преимущественно CO₂ смешивались с более поздними флюидами с газовой фазой, обогащенной азотом и метаном, т.е. более ранний окисленный флюид способствовал выщелачиванию урана и переводу его в растворимое состояние в виде уранил-карбонатного иона, а более поздний, восстановленный, образовавшийся в результате герцинской тектоно-магматической активизации, способствовал восстановлению и осаждению урана (Каулина и др., 2020). Этот вывод согласуется с выводами предыдущих исследователей-геохимиков о перераспределении урана в период палеозойской тектоно-термальной активизации на рудопроявлениях Лицевское и Береговое, и объясняет более широкий спектр урановых минералов, образующихся на этом этапе развития рудоносных систем (Афанасьева и др., 2009).

Температура гомогенизации флюидных включений ~ 200–324° С согласуется с данными по Rb-Sr датированию, показывающими, что после 1,89 млрд лет температура пород не поднималась выше 300–350° С. Температура гомогенизации включений различных типов солености напрямую отражает температуру первого палеопротерозойского (1,85–1,75 млрд лет) и второго палеозойского (400–380 млн лет) этапов урановой минерализации на Лицевском рудопроявлении и существенно уточняет температуру, определенную ранее (Виноградов и др., 1981) для ураноносных метасоматитов.

Полученные Rb-Sr данные показывают, что биотит отражает возраст первой стадии (1890±39 млн лет) метасоматических преобразований в породах согласно выделенным В.Б. Петровым на Лицевском рудопроявлении стадиям метасоматоза: замещение биотита хлоритом, десиликация, накопление в пустотах хлорита, карбоната и гематита, замещение плагиоклаза хлоритом, серицитом, альбитом и выпадением из раствора урана на флангах метасоматической колонки (Беляев и др., 1983). Возраст альбита и олигоклаза (1631–1534 млн лет), вероятно, является результатом смешения и захвата радиогенного Sr при замещении предшествующих минералов.



Литература:

- Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В., Липнер А.А., Серов Л.В. Ураноносность Кольского полуострова. // Информационный сборник «Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов». М.: ВИМС. 2009. Вып. 153. 18–26.
- Беляев Г.М., Блюман Б.А., Вишневская Ю.Е., Жданов В.Е., Кузьмин В.К., Маслов А.Т., Петров Б.В. Региональные метаморфо-метасоматические формации: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Ленинград: Недра. 1983.
- Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Припачкин В.А. Условия формирования натровых метасоматитов в зонах палеозойской тектоно-гидротермальной активизации северо-восточной части Балтийского щита // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: КФАН СССР. 1981. С. 105–110.
- Каулина Т.В., Аведисян А.А., Рябуха М.А., Ильченко В.Л. Состав флюидных включений в кварце из пород участка Берегового Лицевского урановорудного района, Кольский регион // Записки РМО. 2020. СХLIX (3). С. 111–125.
- Наумов, В.Б., Дорофеев, В.А., Миронова, О.Ф. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследований флюидных включений. III. Месторождения урана // Геохимия. 2015. № 2. С. 123–143.
- Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Москва: Мир. 1987.
- Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995 № 5. С. 403–416.
- Bodnar R.J. and Vityk M.O. (1994) Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo, B. and Frezzotti, M.L., Eds., Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application, Pontignsno-Siena. 117–130.
- Dubessy J., Poty B., Ramboz C. (1989). Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. Eur. J. Miner. 1. 517–534.
- Trommsdorff V. and Skippen G. (1986). Vapour loss (“Boiling”) as mechanism for fluid evolution in metamorphic rocks. Contib. Mineral Petrol. 94. 317–322.

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ СПОДУМЕНА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО ЛИТИЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ): LA-ICP-MS ДАННЫЕ

Морозова Л.Н.

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия,
morozova@geoksc.apatity.ru*

Колмозерское литиевое месторождение расположено в Арктической зоне Кольского полуострова (Россия) в пределах Кольского редкометалльного пегматитового пояса, который простирается в северо-западном направлении от Кальмозеро и до границы с Норвегией. В геологическом плане Колмозерское месторождение расположено вблизи зоны сочленения архейских Мурманской и Кольской провинций. Значительную часть зоны сочленения занимает архейский зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья. В современных концепциях структурной геологии и тектоники литосферных плит такие зоны сочленения интерпретируются как транскоровые зоны сдвигового течения (shearzones) на границах крупных блоков земной коры или литосферных плит (Морозова и др., 2020; Morozova et al., 2021).

Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения характеризуются промышленными содержаниями (ppm) Li (12244 ppm) и высокими средними содержаниями Cs (23), Nb (81), Ta (59) и Be (142). Пегматиты обеднены (ppm) Σ REE (≤ 3), Ba (≤ 20); Sr (≤ 15.4), Y (≤ 0.46), Th (≤ 2.5) и Zr (≤ 22) и имеют низкие величины индексов фракционирования



– Mg/Li (≤ 0.05) и Zr/Hf (≤ 7.4). Графики распределения REE, нормированные на хондрит характеризуются умеренно фракционированным спектром распределения лантаноидов ($(La/Yb)_N = 6.86-27.69$) с ярко выраженной отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.39-0.65$). Ce аномалия слабо отрицательная или отсутствует ($Ce/Ce^{**} = 0.49-1.07$) (Морозова, 2018; Morozova, 2019). Аналогичные геохимические характеристики имеют редкометалльные пегматиты LCT типа в других регионах мира (Cerný, Ercit, 2005; Zhu et al. 2006 и др.).

Основным минералом лития в пегматитах является сподумен, на долю которого приходится 97% Li_2O месторождения (Гордиенко, 1970). Колмозерский сподумен слагает центральные части жил пегматитов и принадлежит трем морфотипам (генерациям) - сподумен-I (Spd-I), сподумен-II (Spd-II) и сподумен-III (Spd-III). Наибольшее распространение имеет сподумен-II (Гордиенко, 1970; Морозова, Базай, 2019; Morozova et al., 2021).

Spd-I представлен непрозрачными серовато-зеленоватыми кристаллами призматического облика длиной до 10 см. При изучении сподумена под микроскопом обнаруживаются две системы плоскостей спайности под углом 87° и двойники по (100). Минеральные включения в Spd-I представлены альбитом, кварцем, мусковитом, микроклином и минералами группы колумбита. По данным В.В. Гордиенко (1970), Spd-I кристаллизовался позже Mc-I, но раньше блокового микроклина-II, клевеландита и крупнопластинчатого мусковита.

Spd-II представлен отдельными хорошо образованными кристаллами или их скоплениями. Кристаллы непрозрачные, редко полупрозрачные и окрашены в серовато-зеленоватый и зеленый цвет. Они имеют уплощенно-призматический габитус, варьирующий от коротко- до длиннопризматического, и обнаруживают двойники по (100) в шлифах. Отдельные кристаллы достигают 1.5 м в длину. Spd-II содержит микровключения альбита, кварца, мусковита, апатита, граната, касситерита и минералов группы колумбита. По данным В.В. Гордиенко (1970), Spd-II кристаллизовался одновременно с блоковым микроклином-II, но раньше клевеландита и крупнопластинчатого мусковита.

Spd-III был диагностирован в шлифах в ассоциации с мелкозернистым кварцем, альбитом и мелкопластинчатым мусковитом. Он представлен короткопризматическими и изометричными кристаллами размером до 0.5 мм. Кристаллы Spd-III и их скопления развиваются по краям кристаллов Spd-II и залечивают трещины.

Химический состав сподумена был определен методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург, Россия). Концентрации были измерены для следующих элементов: Li, Be, B, Na, Mg, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th и U.

Кроме минералообразующих элементов – Li, Al и Si, сподумен включает элементы-примеси, среди которых наиболее распространены Fe, Mn и Na. Доля этих трех элементов от суммарного содержания всех элементов-примесей составляет 94% в Spd-I и 97% в Spd-II и Spd-III. По сравнению со Spd-II и Spd-III, Spd-I отличается низким средним содержанием Fe (5448 ppm против 7908 и 8648 ppm, соответственно) и высоким средним содержанием Mn (773 ppm против 657 и 665 ppm, соответственно). Эти отличия хорошо отражаются отношением Fe/Mn, которое составляет 7.0 в Spd-I и 12.3 и 13.2 в Spd-II и Spd-III, соответственно. Средние содержания Na в Spd-I и Spd-II почти идентичны (1159 и 1119 ppm, соответственно), а в Spd-III оно более высокое (1475 ppm) (Morozova et al., 2021).



Высокие содержания Fe в колмозерских сподуменах связаны с тем, что Fe³⁺ замещает Al в кристаллической решетке сподумена, а Li в небольшом количестве изоморфно замещается Fe²⁺, Mn и Na (Deeretal., 1963; Гинзбург, 1959; Булах и др., 2014).

Домирование Fe над другими элементами-примесями отмечается в сподуменах из редкометалльных пегматитов других регионов мира (Анникова и др., 2013; Ahtolaetal., 2010 и др.). В то же время во вторичном сподумене, который замещает петалит (месторождение Танко; Канада), доминирует Na (Stilling. 1998).

Наличие мельчайших минеральных включений и кристаллофлидных включений также может обеспечивать разнообразие примесных элементов в колмозерском сподумене.

Кроме Rb, Spd-I содержит Sr, Cs, Ba и Pb. В Spd-II присутствуют только Cs и Pb, а Spd-III – Pb и Sr. Эти элементы-примеси – Rb, Sr, Cs, Ba и Pb, являются типичными для микроклина, а Pb также замещает K в мусковите (Deeretal., 1963). Это может указывать на присутствие мельчайших частиц микроклина и мусковита в Spd-I и мусковита – в Spd-II.

Редкоземельные элементы, не совместимые с кристаллической структурой сподумена (Deeretal., 1963), отмечаются в Spd-I (Ce, Pr), Spd-II (Er, Y) и Spd-III (La, Ce, Pr). Поэтому наличие редкоземельных элементов в сподумене из колмозерских пегматитов связано, вероятнее всего, с присутствием мельчайших включений редкоземельных минералов.

Выводы:

1) Изучены три генерации сподумена из редкометалльных пегматитов Колмозерского литиевого месторождения. Основные элементы-примеси в колмозерских сподуменах представлены Fe, Mn и Na при доминировании железа.

2) Высокие содержания Fe в колмозерских сподуменах могут быть связаны с тем, что Fe³⁺ замещает Al в кристаллической решетке сподумена, а Li в небольшом количестве изоморфно замещается Fe²⁺ и Mn.

3) Наличие мельчайших минеральных и кристаллофлидных включений также может обеспечивать разнообразие примесных элементов в колмозерском сподумене.

Исследования выполнены в рамках госзадания ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053.

Литература:

Анникова И.Ю., Владимиров С.З., Смирнов С.З., Уваров А.Н., Гертнер И.Ф., Гаврюшина О.А. Геология и минералогия сподуменовых пегматитов Горной Шории // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 376. С. 168–174.

Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра. 1970. 240 с.

Морозова Л.Н., Серов П.А., Кунакузин Е.Л., Бориенко Е.С., Сидоров М.Ю., Иванов А.Н. Кольский пегматитовый пояс: основные черты геологического строения // Труды ФНС ГИ КНЦ РАН. Апатиты. Изд-во К&М. 2020. С. 393–397.

Морозова Л.Н., Базай А.В. Сподумен из редкометалльных пегматитов Колмозерского литиевого месторождения (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2019. Т. 148. №1. С. 65–78.

Морозова Л.Н. Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров). Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 82–98.

Ahtola T., Kuusela J., Koistinen E., Seppanen H., Hatakka T. and Lohva J. Report of investigations on the Leviakangas lithium pegmatite deposit in Kaustinen, western Finland. Geological Survey of Finland, archive report M 19/2323/2020/32. Kaustinen. 2010. 59 p.

Černý P. and Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited // The Canadian Mineralogist. 2005. Vol. 43. Pp. 2005–2026.

Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J.) Rock forming minerals; v. 2A, Single-chain silicates, 2nd edition. London: Longman. 1978. 668 p.

Morozova L.N., Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Balagansky V.V. Bazai A.V. Spodume from rare-metal pegmatites of the Kolmozero lithium world-class on the Fennoscandian shield: trace elements and crystal-rich fluid inclusions // Mineralogical Magazine. 2021. Doi:10.1180/mgm.2020.104



Morozova L.N. The Kolmozero deposit: a unique Li source in the European Arctic of Russia. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. Sci: 302012047. 2019. Doi: 10.1088/1755-1315/302/1/012047.

Stilling A., Černý P. and Vanstone P.J. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba; XVI, Zonal and bulk compositions and their petrogenetic significance // The Canadian Mineralogist. 2006. Vol. 44. Pp. 599–623.

Zhu Y.-F., Zeng Y. and Gu L. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite no. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 27. P. 61–77.

ЗНАЧЕНИЕ ОКРАСКИ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКОВ

Мусаев А.М.¹, Джуманиязов Д.И.¹, Каримова Ф.Б.¹, Нематуллаев С.Ю.²

¹*Институт геологии и геофизики им.Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии Руз, Ташкент, Узбекистан, denisbey.list.ru*

²*Главный геолог ГУП «Самаркандгеологии» Госкомгеологии Руз, Самарканд, Узбекистан*

Значение окраски вторичных минералов зон окисления сульфидных месторождений в качестве поисковых признаков доказано многими исследователями очень давно (Андерсон, 1959; Blanchard, 1930; Зенин, 1938, Баталов, 1932–33гг.; Омельяненко, 1978, Dawson, 1956 и др.). Наибольшую информацию можно найти по окислам железа, меди, цинка, свинца, молибдена, олова и др. элементов в убывающем количестве в приведенной последовательности элементов. Мышьяк является одним из широко распространенных элементов, дающих рудные месторождения собственного типа, а также образующий примеси в месторождениях других металлов. Можно считать установленным, что окраска окислов и гидроокислов в первую очередь определяется соотношением в них первичных сульфидных минералов. Например, красная или каштановая окраска лимонита по халькозину обусловлена высоким содержанием гематита. Сургучно-коричневый или бисмарк-коричневый лимонит является – гетитом, а охристо-желтый лимонит оказывается ярозитом. Бланшар отмечает, что для использования окраски лимонитов в качестве поискового признака нужно учесть и состав вмещающих пород. Так, в пиритносных районах лимонит имеет кирпично-красный цвет если содержание меди в рудах небольшое. Лимонит, образующийся в полевошпатовых жилах по рассеянному халькозину обычно каштанового цвета, а лимонит осадившийся в карбонатных жильных породах, замещая халькозин-бисмарк коричневого цвета. Кроме цвета лимонитов при поисковых работах могут быть использованы структурные типы лимонитов как остаточного, так перенесенного видов широко классифицированного М.Ф. Зениным (1938) на примере Алмалыкского медно-порфирирового месторождения. Такие исследования типов лимонитов А.Б. Баталов (1932–33гг) проводил на примере месторождения СарычекуАлмалыкского рудного поля. Интересны сведения приводимые Э.А. Дунин-Барковской и М.А. Ким (1998) о кристалломорфологических особенностях золотоносного арсенопирита из золото-сульфидов по мышьяковистым рудам месторождения Кокпатас (Западный Узбекистан), где отмечены, что в арсенопирите указанного месторождения содержится большая часть невидимого золота по сравнению с пиритом. Если учесть данные С.Т. Бадалова и А.С. Поваренных о приуроченности преобладающих содержаний в центральных частях кристаллов арсенопирита, то распознавание включений арсенопирита в сульфидных минералах простым и доступным кристаллооптическим методом значительно облегчается, задача прогнозирования золотоносности сульфидных минералов в колчеданно-полиметаллических рудах как дополнительный поисковый признак.

Характеристики многих водных арсенатов (Бетехтин, 1950):



Фармоколит $\text{CaHAsO}_4\text{H}_2\text{O}$ – белый со светло-желтоватым (красноватым оттенком) найдены в зоне окисления мышьяковистых руд Бричмуллы и Карамазара в Узбекистане.

Байдингерит $\text{CaHAsO}_4\text{H}_2\text{O}$) – кальциевого арсената (месторождении Яхимов в Чехословакии).

Фербезит $(\text{Ni},\text{Co})\text{HAsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ – арсенат никеля и кобальта серовато-белого цвета.

Водные арсенаты трехвалентного железа:

Симплезит $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_2\text{H}_2\text{O}$ – зеленовато-синий.

Феррисимплезит $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_3[\text{OH}]_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Фармакосидерит $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_3[\text{OH}] \cdot 6-8\text{H}_2\text{O}$ – кубического габитуса

Сармиентит $\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ – моноклинного габитуса по А.Г. Бетехтину относятся к водному сульфат-арсенату железа. Это подтверждено и в системе минералогии Дж.Д. Дана. Для него характерен бледно-оранжевый цвет. Эти арсенаты образуются в зоне окисления собственных минералов мышьяка арсенопирита (Fe, AsS) и лелингита (FeAs_2). А.А. Годовиковым (1983). Указано, что в системе арсенопирит $\text{Fe}[\text{As}]$ и лелингит (FeAs_2) арсенопирит в отличие от сафролита CoAs_2 при нагревании в закрытой трубке дает красный налет – сульфид мышьяка и черное кольцо – мышьякового зеркала (серые вторичные изменения). В гидротермальных условиях арсениды легко окисляются замещаясь висмутом, халькопиритом, пиритом, галенитом и тиосолями серебра. Анализ приведенных выше данных показывает, что все исследования относительно изменения окраски минералов при их окислении касаются, главным образом, железистых и медных руд, а изменение окраски собственно мышьяковистых руд в зоне окисления не упоминается за исключением единственного указания И.Х. Хамрабаева (1958, 1969).

Проведенные нами исследования окolorудных изменений в Чармитанском рудном поле показали, что на контакте габбро-диабазы вскрытого штольней из карьера на 10-12м от устья происходило обильное накопление сульфидных минералов представленных вкраплениями и гнездами пирита и арсенопирита. Такое обилие золотосодержащих сульфидов в габбро-диабазе возможно связано с экстракцией из их состава железа и мышьяка при достаточно высокой активности т.е. эффективной концентрации серы в составе рудообразующего гидротермального раствора. Такое рудогенерирующее значение габброидов при их взаимодействии с гранитоидной магмой находят подтверждения на многих участках Чармитанского рудного поля, а также на аналогичных рудных полях Южного Тянь-Шаня.

На рисунке 1 показан характер локализации сульфидных минералов среди окварцованных габбро-диабазов.

Сульфидные минералы в виде вкраплений, гнезд и прожилков приурочены к окварцованному габбро-диабазу. На контакте кварцевой жилы с габбро-диабазом развиты гидроокислы железа желтого цвета и марганца красного цвета.

Зональное распределение окраски в жиле вызвано, очевидно, количественным соотношением арсенопирита к пириту. По арсенопириту образовались густо красновато-коричневые водные окислы, по пириту светло-желтоватые гидроокислы железа– лимониты. Оба этих минерала по времени образования почти одновременны. Об этом говорит смешанность указанных видов окрасок, но преобладание густых и красноватых цветов со стороны диабазы указывает на то, что начало кристаллизации принадлежит арсенопириту, а конец пириту. Это обусловлено разницей эффективной концентрации мышьяка и железа при экстракции из диабазы. Так как в диабазе содержится сульфидообразующий мышьяк и железо в соответствии с их температурами устойчивости гидроокислы мышьяка начинают выделяться раньше гидроокислов железа (Бетехтин, 1950; Моисеева, 1969г.).



Рис. 1. Обильное выделение золотосодержащих сульфидных минералов вдоль кварцевой жилы, проходящей между диабазом и граносиенитами.

Об этом же свидетельствует наличие эмульсионных вкраплений арсенопирита среди кристаллов пирита, что очень характерно для золоторудных месторождений гор Чакыл-калян на западном окончании Заравшанского хребта в Кызылтурукском рудном поле (месторождение Северное, Центральное, Широтное, Галабулак, Куштепа и др.).

Литература:

Андерсон Ч. Окисление сульфидов меди и вторичное сульфидное обогащение // Проблемы рудных месторождений. Ил.М. 1959. С. 304–318.

Бадалов С.Т., Поваренных А.С. Элементы-примеси арсенопиритов // Металлогения и геохимия Узбекистана. «ФАН». Ташкент. 1974. С. 53–57.

Бадалов С.Т. Минералого-геохимические и генетические особенности совместного нахождения золота с мышьяком в рудообразующих системах // Избранные труды по геохимии, минералогии и биогеохимии. М. 2015. С.127–135.

Баталов А.Б. Итоги крупномасштабной съемки на месторождениях группы Сарычеку, 1932-33г, фонды ИГГ АНРУз. рукопись. 55 с.

Бетехтин А.Г. Минералогия. Москва: Госгеолтехиздат.1950. 759 с.

Дана Дж.Д. Система минералогии. Том II Ил. М. 1954. 390 с.

Дунин-Барковская Э.А., Ким М.А. Кристалломорфологические особенности золотоносного арсенопирита золото-сульфидно-мышьяковистых руд месторождения Кокпатас (Западный Узбекистан) // Минералообразующие флюиды и рудогенез (материалы Международного симпозиума (совместно с АРIFIS-II). Ташкент. 1998. С. 144.

Годовиков А.А. Минералогия. Москва: «Недра» 1983. 646 с.

Зенин М.Ф. Продукты окисления и выщелачивания сульфидов как критерий оценки месторождений медно-порфировых руд по выходам. Ташкент: Изд-во Средаз. Индустриального института. 1938. 89 с.

Моисеева М.И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. «Фан». Ташкент. 1969г.

Омельяненко Б.Н. Околорудные гидротермальные изменения пород. Москва: «Недра». 1978. 216 с.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: изд-во АН УзССР. 1958. 460 с.

Blauchard R Limonite types derived from borinite and tetradrite // Econ. Geol. 25, 557- 580 (1930).

Dawson K.R. Petrology and red coloration of wall-rocks, radioactive deposite Jold-fields Region, Saskatchewan // Geol. Serv. Of Canada bull. 1956. №33. P.1–46.



ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАНСКОГО ЯРУСА ГОРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Мударисова Р.А., Успенский Б.В.

Казанский федеральный университет, Казань, Россия, rayshania@mail.ru

Карбонатные породы широко распространены в осадочной толще. Известняки и доломиты содержат много информации о палеосреде и палеоклимате, а изотопные соотношения по углероду и кислороду являются эффективными инструментами реконструкции палеогеографических условий формирования осадочной толщи.

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ показатель палеопродуктивности к биогенной компоненте древних палеобассейнов, баланса углерода в CO_2 , в атмосфере, в H_2CO_3 , растворенного в воде, в почвенных субстанциях. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ позволяет выявить палеотемпературы в древних морях, что важно для палеоклиматических и палеотектонических реконструкций.

Объектом исследования является каменный материал камышлинского горизонта нижнеказанского подъяруса структурных скважин Горского поднятия восточного борта Мелекесской впадины, относящийся к рифовой фации.

Накопление данных по изотопной геохимии карбонатных пород является актуальной задачей для разрезов камышлинского горизонта. На сегодняшний день для пермских отложений известны работами многих авторов (Кулешов и др., 2009, Муравьев, 2007, Нургалиева и др., 2009, 2016).

Камышлинский горизонт складывается доломитами реликтово-органогенными, оолитовыми, нередко кавернозными, неравномерно, часто слабоперекристаллизованными в стадию диагенеза, неравномерно и интенсивно битумонасыщенными, встречаются частые раковины брахиопод, мшанок, водорослей. Из вторичных процессов минералообразования отмечаются слабозернистая кальцитизация и сульфатизация. В нижней части горизонта доломиты более плотные, бедные органическими остатками, трещиноватые, загипсованные, иногда глинистые. Толщина горизонта колеблется от 17 до 44 м (рис. 1).

29 карбонатных образцов были изучены с помощью изотопного метода. Отбор образцов проводился с продуктивных отложений пяти скважин с промежутком 0,5-5 м.

Стабильные изотопы кислорода и углерода – $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в образцах горных пород были определены с помощью изотопного масс-спектрометра Delta V Plus (ThermoFisherScientific, Германия) с Flash HT с насадкой в режиме постоянного потока. Образцы каменного материала подготавливались по стандартной методике (Rosenbaumetal, 1986) в ортофосфорной кислоте при 100°C , $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ определены в (‰) по стандарту V-PDB.

Реликтово-органогенные доломиты Горского поднятия имеют значения (14 определений) $\delta^{13}\text{C}$ диапазоне от $-3,96$ до $6,25$ ‰ (средние $2,37$ ‰) и значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-1,98$ до $3,8$ ‰ (средние $0,18$ ‰). Оолитовые доломиты имеют значения (10 определений) $\delta^{13}\text{C}$ диапазоне от $-2,44$ до $5,13$ ‰ (средние $2,20$ ‰) и значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-2,60$ до $1,24$ ‰ (средние $-0,03$ ‰) (рис. 2).

В раннекамышлинское время на территории Горского поднятия было теплое море, связанное с общей трансгрессией бассейна, некоторой гумидизацией климата и усилением речного стока в морской бассейн (для $\delta^{18}\text{O}$); преимущественно биогенным характером карбоната накопления (для $\delta^{13}\text{C}$). В позднекамышлинское время начало преобладать аридный климат, заметное уменьшение палеопродуктивности бассейна осадконакопления (уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ для реликтово-органогенных доломитов).

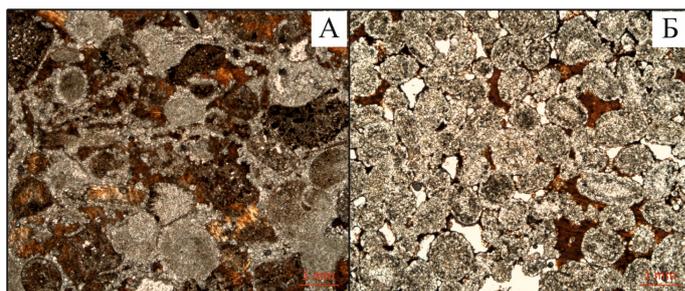


Рис. 1. Микрофотографии петрографических шлифов пород камышлинского горизонта: А – доломит известковый, реликтивно-органогенный, фитозоогенный, биоморфный; Б – доломит известковый, биохеогенный, оолитовый, пелитоморфный.

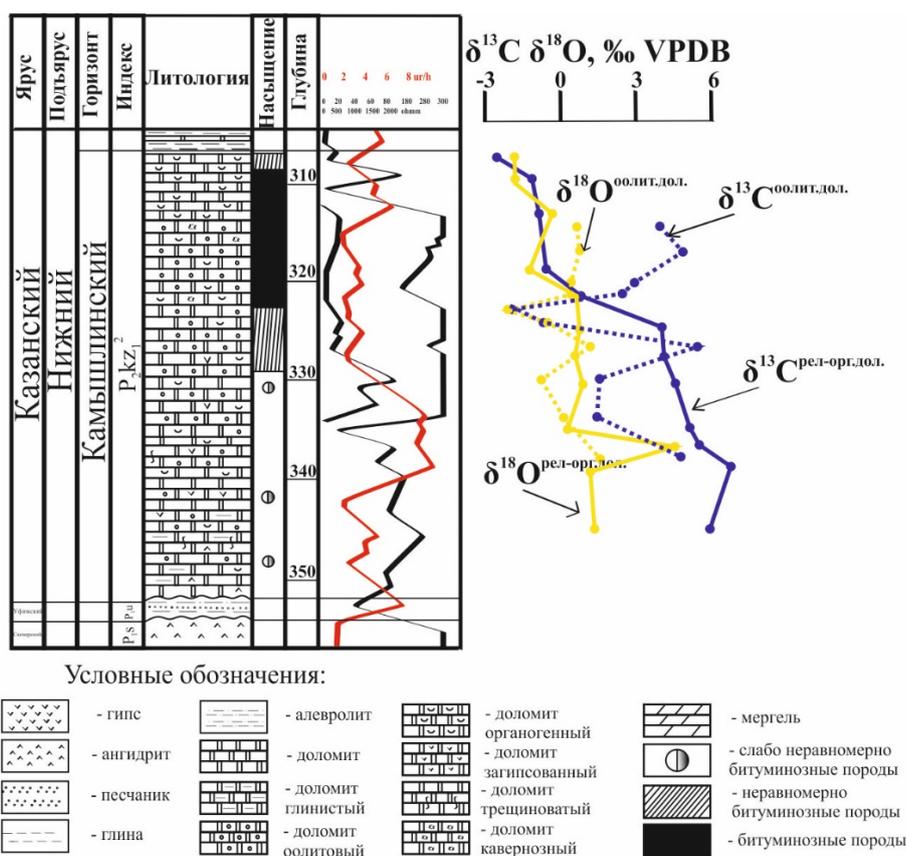


Рис. 2. Сводный геологический разрез Горского поднятия с изотопными вариациями.

Отрицательные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ для оолитовых доломитов можно интерпретировать с точки зрения снижения биологической продуктивности, увеличения перемешивания воды или увеличения выветривания органического углерода (Муравьев, 2007).

Увеличение значения $\delta^{18}\text{O}$ связано с содержанием легких изотопов кислорода, их испарением при жарком климате, т.е. с эвапоритизацией. Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются у карбонатов мелководных отложений, чаще у рифовых, к которым и относится Горское поднятие. Облегченный изотопный состав нижнеказанских карбонатов возможно объясняется вторичной доломитизацией в результате разгрузки метеорных грунтовых вод. Вариации данных изотопов на разрезах юга Татарстана отражают изменения в истории окружающей среды в течение камышлинского времени на востоке Русской платформы.



Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90060.

Литература:

Кулешов В.Н. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья В.Н. Кулешов, К.М. Седаева // Литология и полезные ископаемые. 2009. №5. С. 508–526.

Муравьев Ф.А. Геолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатов горизонтов РТ. Дис. канд. г.-м. наук. 25.00.06/ Казань. 2007. 194 стр.

Нургалиева Н.Г. Палеоклиматические факторы формирования осадочной толщи в пермский период на востоке Русской плиты / Нургалиева Н.Г., Нургалиев Д.К. // Ученые записки Казанского государственного университета. 2009. Т.151. Кн. 3. С. 167–179.

Nurgalieva N.G. The Lower Kazanian rocks as shallow marine facies (South-Eastern Tatarstan) of geochemistry data/ Nurgalieva N.G., Silantiev V.V., Fakhrutdinov E.I., Gareev B.I., Batalin G.A. // ARPN Journal of Engineering and Applied Sciences. 2016. P. 13462–13471.

Rosenbaum J. An isotopic study of sediments, dolomites and ankerites at high temperatures / Rosenbaum J., Sheppard S.M.F. // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. № 5. P. 1147–1150.

ВОЗРАСТ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НЕОАРХЕЙСКОЙ УРАГУБСКО-ТИТОВСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В СВЕТЕ НОВЫХ ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Мыскова Т.А.¹, Житникова И.А.², Львов П.А.^{1,2}

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
tmyskova@gmail.com

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

Урагубско-Титовская структура, сложенная неоархейскими супракрустальными образованиями, является фрагментом Урагубско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса, расположенного на границе Мурманского и Центрально-Кольского мегаблоков. Стратотипический разрез супракрустальных образований (мощностью до 3 км), находящийся в среднем течении р. Ура, представляет собой моноклираль с крутым (до 80°) падением пород на северо-восток. Основу разреза (до 70 %) составляют Grt-Bt-, Bt-Amf- и Bt-ортогнейсы (метадациты с прослоями метаандезитов) и Bt-And-St-парасланцы (незрелые слабо дифференцированные граувакки) (Вревский, 2018; Мыскова и др., 2010) (рис. 1). В подчиненном количестве присутствуют метавулканиты основного и ультраосновного состава, слагающие две субпараллельных полосы в центральной части разреза. Гнейсы нижней части разреза (с базальными конгломератами в основании) принято считать первично осадочными породами, а верхней – вулканогенно-осадочными (Смолькин и др., 2020 и др.). Хорошо изучена петрология ультраосновных и основных метавулканитов (Смолькин и др., 2000; Вревский и др., 2003 и др.), в то время как природа и возраст преобладающих в разрезе средних и кислых по составу пород остаются плохо изученными.

Проведенные в последние годы геохронологические исследования (Мыскова и др., 2010; Вревский, 2018; Смолькин и др., 2020) не смогли дать окончательного ответа на вопрос о времени формирования толщи. При сравнении имеющихся возрастных данных (U-Pb по циркону, SHRIMP-II) видна несогласованность полученных значений возраста, которая напрямую связана со сложностью интерпретации природы датируемых пород и выделенных из них цирконов. Так, за возраст магматизма в одном случае принято значение 2838 ± 23 млн

лет (Мыскова и др., 2010), в другом – 2790 ± 9 млн лет (Вревский, 2018). Цирконы более молодой популяции (2774 ± 12 млн лет) первой пробы интерпретированы как метаморфические, а древние из второй пробы (2.87–2.96 млрд лет) – как ксеногенные. Возраст детритовых цирконов из цемента конгломератов определен как 2952–2939 млн лет (Смолькин и др., 2020). Такая неоднозначность приведенных выше возрастных данных потребовала дополнительных исследований.

В качестве объектов исследования были выбраны три пробы гнейсов (предположительно первично магматических по происхождению) из нижней и средней части разреза (рис. 1). В изученных породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, отсутствуют первичные структуры, поэтому интерпретация их природы сделана на основании геохимических данных (Мыскова и др., 2010). По химическому составу датированные породы отвечают дацитам и риодацитам (табл. 1).

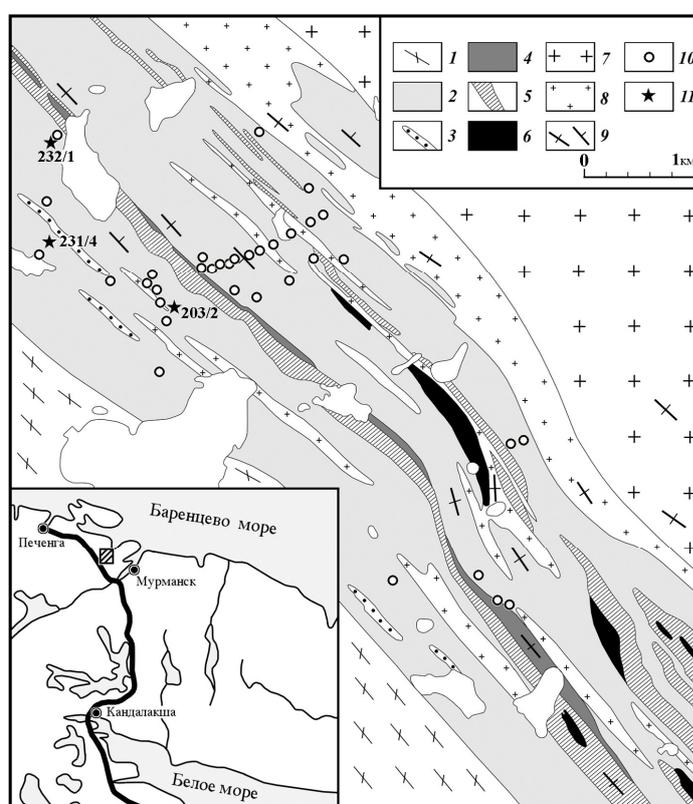


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Урагубской структуры. 1 – породы кольской серии; 2 – гнейсы Урагубской структуры; 3 – линзы конгломератовидных пород; 4 – коматииты; 5 – коматиитовые базальты, базальты; 6 – интрузивные тела гипербазитов; 7 – гранитоиды Мурманского блока; 8 – аплитовидные граниты, мусковитовые пегматиты; 9 – элементы залегания; 10 – места отбора геохимических проб, 11 – геохронологические пробы и их номера.

Во всех пробах (U-Pb по циркону, SHRIMP-II) возраст преобладающей популяции циркона оказался молодым и составил 2722 ± 5 – 2721 ± 9 млн лет (рис. 2а, в, д). В одной из проб (231/4) такой возрастной кластер единственный, в двух других (203/3 и 232/1) – наряду с молодыми зернами в подчиненном количестве присутствуют более древние (от 2823 ± 11 до 3312 ± 8 млн лет). Молодая популяция циркона представлена субидiomорфными короткопризматическими зернами размером 100–150 мкм с коэффициентом удлинения 1–2. Полученный молодой возраст можно было бы принять за время проявления наложенных процессов. Но цирконы обладают реликтовой осцилляторной зональностью и Th/U

отношениями (0.41–1.37), свойственными кристаллам магматического происхождения. Кроме того, они имеют «магматические» спектры распределения РЗЭ (с положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями) и не могут быть интерпретированы как метаморфогенные (рис. 2 б, г, е).

Природа цирконов более древней популяции также нуждается в интерпретации. Поскольку гнейсы по химическому составу отвечают магматическим образованиям (табл. 1), есть два варианта интерпретации происхождения пород и выделенных из них цирконов. Это могут быть вулканогенно-осадочные образования (туффииты), в которых древние зерна являются детритовыми и их присутствие обязано небольшой примеси терригенного материала. В случае лавовой природы пород более древние зерна, скорее всего, имеют ксеногенную природу (захвачены из области генерации магмы или из вмещающих пород по пути ее следования к месту кристаллизации). Не исключено присутствие в пробах зерен разного происхождения.

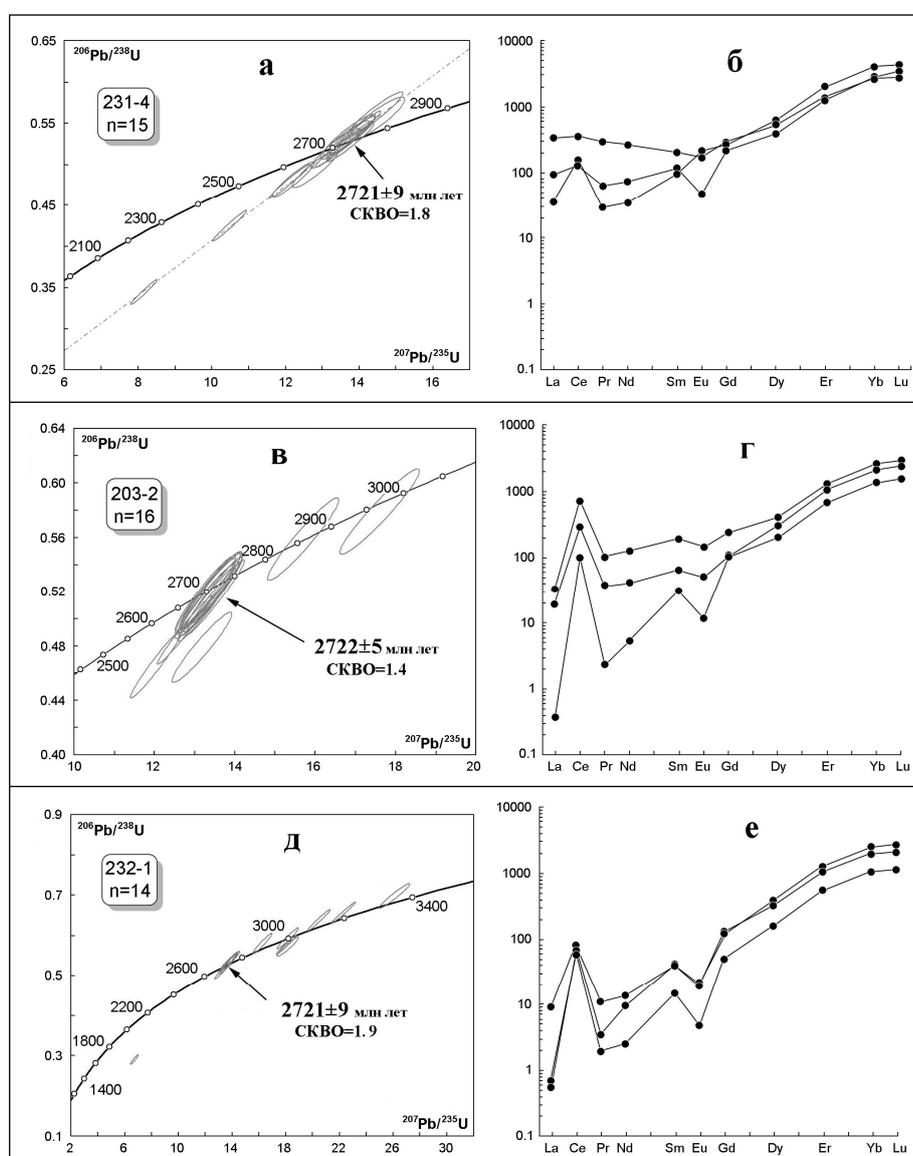


Рис. 2. Диаграммы с конкордией (а, в, д) и нормированные на хондрит по (Sun., McDonough, 1989) (б, г, е) кривые распределения РЗЭ в цирконах из гнейсов Урагубской структуры.

Таблица 1. Химические составы гнейсов Урагубской структуры



| Компоненты | 203-2 | 232-1 | 231-4 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 |
| SiO ₂ | 64.19 | 66.91 | 72.03 |
| TiO ₂ | 0.60 | 0.50 | 0.35 |
| Al ₂ O ₃ | 14.22 | 14.66 | 14.56 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.31 | 4.89 | 2.70 |
| MnO | 0.09 | 0.07 | 0.05 |
| MgO | 3.44 | 2.68 | 1.38 |
| CaO | 5.56 | 3.63 | 2.79 |
| Na ₂ O | 3.61 | 3.65 | 4.43 |
| K ₂ O | 1.98 | 3.02 | 1.70 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0.5 | 0.8 | 0.4 |
| CIA | 44 | 48 | 51 |
| Ba | 534 | 770 | 234 |
| Rb | 77 | 80 | 147 |
| Sr | 355 | 363 | 264 |
| Zr | 121 | 122 | 200 |
| Hf | 3.50 | 3.46 | 5.04 |
| Y | 18 | 17 | 17 |
| Nb | 13 | 7 | 16 |
| Cr | 132 | 119 | 21 |
| Ni | 36 | 44 | 12 |
| Co | 132 | 14 | 21 |
| V | 123 | 52 | 36 |
| La | 29.45 | 54.10 | 43.50 |
| Ce | 60.57 | 99.00 | 77.62 |
| Pr | 7.30 | 11.70 | 9.36 |
| Nd | 29.50 | 40.50 | 35.93 |
| Sm | 5.04 | 6.44 | 5.22 |
| Eu | 1.06 | 1.45 | 0.81 |
| Gd | 4.19 | 5.06 | 3.91 |
| Tb | 0.65 | 0.65 | 0.52 |
| Dy | 3.25 | 3.49 | 2.68 |
| Ho | 0.63 | 0.64 | 0.49 |
| Er | 1.79 | 1.70 | 1.36 |
| Tm | 0.26 | 0.22 | 0.19 |
| Yb | 1.83 | 1.47 | 1.46 |
| Lu | 0.24 | 0.21 | 0.22 |
| ΣРЗЭ | 146 | 227 | 183 |
| La _N /Lu _N | 13 | 28 | 21 |
| Eu/Eu* | 0.71 | 0.78 | 0.55 |

Примечание. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо в виде Fe₂O₃. CIA=100 x [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)] (в мол. %). 1, 2 – Amp-Вт гнейсы, 3 – Вт гнейсы.

Независимо от того какую природу имеют более древние зерна (детритовую или ксеногенную) возраст пород должен быть увязан с самым молодым возрастным кластером – 2721 млн лет, поскольку формирование супракрустальной толщи в любом случае не могло происходить раньше этого времени.



Тема НИР № FMNU-2019-0001.

Литература:

Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587–617.

Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. Состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 115–139

Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Уточнение состава и возраста глиноземистых гнейсов Урагубской зеленокаменной структуры позднего архея, Кольский полуостров // Записки РМО. 2010. № 3. С. 15–21.

Смолькин В.Ф., Борисова В.В., Светлов С.А., Борисов А.Е. Позднеархейские коматииты Урагубско-Титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 199–224.

Смолькин В.Ф., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Источники обломочного материала терригенных толщ палеобассейнов неоархейского и палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS, LA-ICP-MS) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 3–36.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Saunders A.D., Norry, M.J. (eds.). Geological Society London. Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДАЕК ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО И СВЕКОФЕННСКОГО ГЕОБЛОКОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

*Мыскова Т.А.¹, Серeda Е.Е.², Львов П.А.^{1,2}, Родионов Н.В.², Антонов А.В.²,
Бережная Н.Г.², Беляцкий Б.В.²*

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
tmyskova@gmail.com

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

Изучен состав и впервые для Российской территории определен U-Pb возраст по бадделеиту и циркону в дайках габбро-долеритов на стыке двух разновозрастных структур Фенноскандинавского щита: архейского Фенно-Карельского кратона и более молодого Свекофеннского орогена.

В пределах Фенно-Карельской области подобные рои даек детально изучены на смежной территории Финляндии (в Северной Карелии) (Vuollo, Nuhma, 2005) и на российской территории в 300 км севернее в районе озер Верхнее Куйто и Большозеро (Stepanova et al., 2015, Степанова и др., 2017; Степанова и др., 2018).

Ранее габбро-долериты территории были разделены на архейские и палеопротерозойские. Основанием послужила разная структурная позиция тел. Одни сосредоточены в краевой части Карельского кратона, секут архейские породы (гранитоиды и зеленокаменные образования) и слагают маломощные дайки и более крупные интрузивы (до первых км) (рис. 1). Другие приурочены к зоне сочленения Фенно-Карельского и Свекофеннского геоблоков (известной как Раахе-Ладожская), и представлены межпластовыми силлами, залегающими в палеопротерозойских вулканитах. Тела габбро-долеритов обеих структур ориентированы преимущественно в северо-западном направлении.

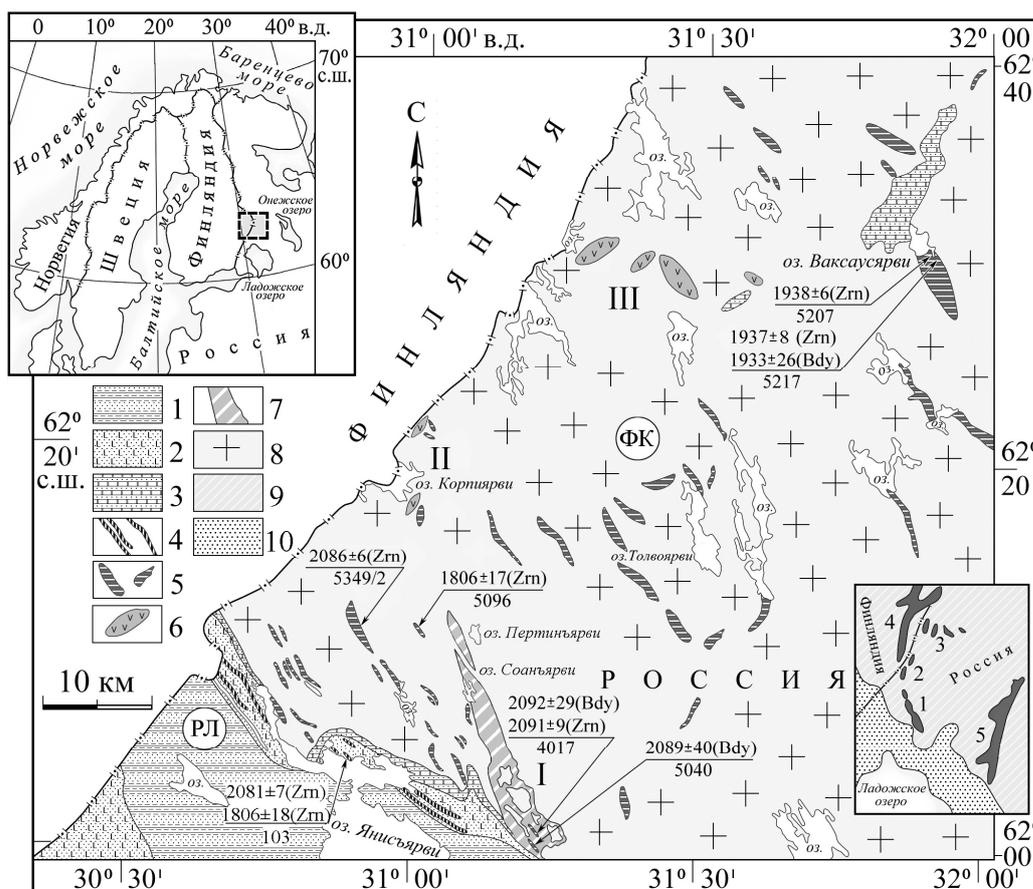


Рис. 1. Схема геологического строения площади исследований. Структурные домены (буквы в кружках): ФК – Фенно-Карельский кратон, РЛ – зона сочленения Фенно-Карельского кратона со Свеккофенским орогеном, известная как Раахе-Ладужская. 1–5 – нижний протерозой. 1 – калевийские метатерригенные осадки (ритмично-слоистые сланцы и песчаники), 2 – вулканогенно-осадочные образования людиковия (базальты, туффиты, доломиты, сланцы), 3 – осадки ятулийского надгоризонта (доломиты и кварцито-песчаники); 4–5 – дайки габбро-долеритов: 4 – Фенно-Карельского кратона, 5 – Раахе-Ладужской зоны; 6–8 – архей. 6–7 – зеленокаменные образования: 6 – неоархейской Корпийярвинской и Толвоярвинской структур, 7 – мезоархейской Ялонвара-Пертинъярвинской структуры; 8 – гранитоиды фундамента. В виде дроби вынесены данные возраста пород: в числителе – значение возраста (в млн лет), в знаменателе – номер пробы. Римскими цифрами обозначены зеленокаменные структуры: I – Ялонвара-Пертинъярвинская, II – Корпийярвинская, III – Толвоярвинская. На вкладке (внизу справа) показано расположение зеленокаменных структур на региональной схеме. 9 – архейские гранито-гнейсы кратона, 10 – протерозойские супракрустальные породы; арабскими цифрами – зеленокаменные структуры: 1 – Ялонвара-Пертинъярвинская, 2 – Корпийярвинская, 3 – Толвоярвинская, 4 – Хатту-Иломанси (Финляндия), 5 – Хаутаваарская.

Габбро-долериты Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладужской зоны представлены идентичными по минеральному составу породами. Главными породобразующими минералами выступают натриевый плагиоклаз и роговая обманка, в подчиненном количестве присутствуют биотит, эпидот, хлорит и карбонат, редко кварц. Структура пород в большинстве случаев магматическая – реликтовая офитовая. Габброиды обеих региональных структур обнаруживают сходство по содержаниям петрогенных элементов: образуют перекрывающиеся поля на бинарных диаграммах и принадлежат толеитовой серии. Для них характерна устойчивая дифференциация по TiO_2 , $Fe_2O_{3общ}$ и MgO при индифферентном



поведении Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , что характеризует их как продукты кристаллизационной дифференциации по феннеровскому типу.

Согласно Nb-Zr-Y систематике (Condie, 2005) все изученные габброиды имеют плюмовый источник и их фигуративные точки располагаются в поле базальтов океанических плато. Точки составов тел Фенно-Карельского кратона вытягиваются в тренд между составом примитивной мантии и верхней коры и литосферной мантии, что свидетельствует о гетерогенной природе источника первичных магм. Такой же источник характерен и для небольшой части базитов Раахе-Ладожской зоны. Для другой части даек этой зоны моделируется неоднородный мантийный источник (близкий к составу примитивной мантии с небольшой примесью DM). Для даек Фенно-Карельского кратона отмечается существенная тенденция разбавления мантийных магм материалом метасоматизированной литосферной мантии. В единичных случаях можно допустить контаминацию материалом верхней коры. О наличии таких процессов в первую очередь свидетельствуют неоднородности структур и присутствие шпировых обособлений, сложенных более лейкократовым материалом с повышенными содержания SiO_2 , Na_2O , Zr, Hf, Th, U и всех РЗЭ и пониженными концентрациями TiO_2 , $Fe_2O_{3\text{общ}}$, MgO и сидерофильных элементов. Контаминация подтверждается и другими геохимическими особенностями: высокими $(La/Lu)_N$ отношениями (в отдельных случаях достигающими 7–12), отрицательными аномалиями Nb ($Nb/Nb^*=0.15-0.97$) и варьирующими (преимущественно отрицательными) значениями ϵNd (от +2.72 до -3.38). Контаминация характерна и для некоторых базитов Раахе-Ладожской зоны, имеющих слабо выраженные отрицательные аномалии Nb ($Nb/Nb^*=0.70-0.76$) и отрицательные значения ϵNd (-8.19).

Считается, что формирование дайковых полей осуществлялось в условиях растяжения земной коры в процессе рифтогенеза (Ладожская..., 2020). Признаком неполного или, по крайней мере, крайне медленного раскрытия рифта выступают неоднородности структур и составов пород и наличие процессов контаминации. Именно в условиях медленного растяжения коры у мафического расплава была возможность продолжительное время отстаиваться в промежуточных магматических камерах и ассимилировать контрастные по составу вмещающие породы.

Геохронологическими исследованиями впервые установлено время формирования дайковых полей. Габбро-долериты Раахе-Ладожской зоны кристаллизовались в период 2081 ± 7 млн лет. Становление дайкового комплекса в пределах Фенно-Карельского кратона происходило в два этапа. На юге и в центре краевой части Фенно-Карельского кратона внедрение даек осуществлялось синхронно с силлами базитов Раахе-Ладожской зоны (в $2091 \pm 9 - 2086 \pm 6$ млн лет). На севере, где кристаллизовались более мощные тела габбро-долеритов (до первых км) это событие происходило позднее в $1938 \pm 6 - 1933 \pm 26$ млн лет.

Таким образом, сравнение минерального и химического составов даек, занимающих разные геологические позиции, в совокупности с данными по изотопному датированию позволили отнести все габбро-долериты региона к однотипным по минеральному составу и близким по геохимии породам, сформированным в палеопротерозойское время в два этапа (2,09-2.09 и 1,93-1.94 млрд лет).

Тема НИР № FMNU-2019-0001.

Литература:

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Егорова С. В., Саватенков В. М. Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции // Доклады Академии наук. Т. 472. № 1. 2017. С. 185–191.



Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. Силлы 2.2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U-Pb геохронология циркона и геохимия габбро-долеритов района Большозера // Труды КарНЦ РАН. № 11. Сер. Геология Докембрия. 2018. С. 3–16.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Yu.O., Stepanov V.S. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 43–57.

Vuollo J., Nuhma H. Precambrian Geology of Finland Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. L.: Elsevier, 2005. V. 14. P. 195–236.

ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СУБСТРАТА, ПОРОД И РУДНОГО ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, Pb-Pb, U-Pb, He-He ДАННЫЕ)

Недосекова И.Л.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия,
vladi49@yandex.ru*

Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс (ИВК), расположенный в Уральской складчатой области, является представителем карбонатитовых комплексов линейного типа, связанных с нефелин-сиенитовым магматизмом и зонами щелочного метасоматоза. Карбонатитовые комплексы линейного типа известны во многих странах и на всех континентах и отличаются особенностями геологии, минералогии и геохимии от карбонатитовых комплексов щелочно-основной и щелочно-ультраосновной формации (УЩК), слагающих кольцевые зональные массивы щелочных пород с карбонатитами и развитых на щитах и в обрамлении платформ (http://earth.wdcb.ru/infor_r.htm).

В отличие от карбонатитовых комплексов УЩК, для которых достаточно глубоко разработаны петрологические и изотопно-геохимические модели формирования (Bell, 2001; Kogarko et al, 2010), для карбонатитовых комплексов линейного типа до сих пор остаются дискуссионными вопросы источников расплавов, глубин и времени генерации магм, геодинамический режим их формирования (Burke, Khan, 2006; Mitchell, 2005; Attoh et al., 2007; Иванов, 2011; Emmanuel et al., 2013).

Для оценки возраста и длительности формирования карбонатитовых комплексов Урала и связанного с ними редкометалльного (REE-Zr-Nb) оруденения проведено изотопное U-Pb датирование циркона (LA-ICP MS, Национальный Центр CCFS GEMOC, г. Сидней, Австралия) и рудных минералов группы пироклора (с использованием локального U-Pb SHRIMP-датирования, лазерной абляции и масс-спектрометра с ИСП-МС, DUV-19; ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург); выполнены исследования Sm-Nd- и Rb-Sr изотопных составов минералов и пород пироклоровых карбонатитов с построением Sm-Nd- и Rb-Sr-изохрон.

Для оценки источников пород и рудного редкометалльного вещества карбонатитовых комплексов Урала проведен изотопный Sm-Nd, Rb-Sr, Pb-Pb масс-спектральный анализ (изотопное разбавление и масс-спектрометрия на масс-спектрометрах высокого разрешения – TRITON, ICP-MS NEPTUNE Plus, Finnigan MAT-262, г. Апатиты, г. Санкт-Петербург, г. Екатеринбург) пород и редкометалльных минералов (группы пироклора и эшинита) из основных типов пород и руд, включая интрузивные щелочные породы (миаскиты и сиениты), миаскит-пегматиты, разновозрастные и разнофациальные карбонатиты (севиты I, севиты II, севиты III, бифорситы IV); исследован изотопный состав Hf в цирконах (в



комбинации U-Pb-возрастом и составом редких элементов), LA-ICP MS, Университет Макуори, г. Сидней, Австралия). Выполнен анализ изотопных Sr-Nd, Pb-Nd, Nd-Hf систематик с интерпретацией возможных источников вещества карбонатитовых комплексов Урала и связанного с ними REE-Zr-Nb оруденения и проведено сопоставления с карбонатитовыми комплексами других геодинамических режимов.

На основе обобщения Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопных данных проведена оценка возраста и состава модельных источников ИВК миаскит-карбонатитового и булдымского карбонатит-ультрабазитового комплексов, предложены модели магмогенерации и рудогенеза, определены возрастные этапы эволюции карбонатитовых комплексов Урала.

Результаты датирования пород и минералов, в том числе рудных редкометалльных минералов (группы пироклора и цирконов), свидетельствуют о двухэтапном формировании пород и Zr-Nb-редкометалльной минерализации карбонатитовых комплексов Урала.

Так, возраста двух этапов формирования получены по цирконам миаскитов и ранних карбонатитов ИВК (417–432 млн лет, S1-2) и (250–280 млн лет, P1-3) (Чернышев и др., 1987; Краснобаев и др., 2016; Недосекова и др., 2010; 2015). Бинарный возраст миаскитов также получен на основе Rb-Sr изохронного датирования: ордовикского (440–446 млн лет) по валовым пробам миаскитов и пермского (244–255 млн лет) – по минеральным изохронам. Согласно (Kramm et al., 1983; Чернышев и др., 1987), первая дата отражает возраст интрузии и кристаллизации щелочного расплава, вторая – возраст термального события, потери цирконами радиогенного свинца и закрытия Rb-Sr системы при охлаждении после завершения герцинской орогении.

Sm-Nd изотопная система (одна из наиболее устойчивых и имеющей наиболее высокие температуры закрытия) показала силурийский возраст 425 ± 44 млн лет для карбонатитов ИВК (Недосекова и др., 2012), подтверждающий, что карбонатиты кристаллизовались одновременно с миаскитами и являются продуктами эволюции миаскитовых расплавов.

Изохронное датирование пироклоровых карбонатитов рудной зоны 140 Вишневогорского месторождения ИВК, проведенное с использованием двух (Sm-Nd- и Rb-Sr-) изотопных систем по 5 точкам, включающим минералы и валовый состав, показало близкие значения Sm-Nd возраста (229 ± 16 млн лет) и Rb-Sr возраста (250 ± 1.2 млн лет), соответствующие триасу. Sm-Nd минеральная изохрона для пироклоровых карбонатитов Булдымского месторождения показала возраст 280 ± 53 млн лет, соответствующий нижней перми (P1). Эти данные свидетельствуют о том, что породы и руды этих месторождений могли сформироваться в результате нового процесса кристаллизации на этапе постколлизиионного растяжения.

Результаты U-Pb-SHRIMP-датирования минералов группы пироклора также свидетельствуют о двухэтапном формировании редкометалльной минерализации карбонатитовых комплексов Урала. Первый этап рудообразования фиксируется изотопными системами уранпироклоров из карбонатитов Потанинского Nb-месторождения ИВК (378 ± 4.9 млн лет, D2) и может быть соотнесен со временем первичной магматической кристаллизации комплекса. Второй этап рудообразования фиксируется изотопными системами пироклоров Вишневогорского месторождения ИВК: из миаскит-пегматитов (228 ± 5 млн лет, T2) и поздних карбонатитов (255 ± 2.5 млн лет, P3 и 228 ± 1 млн лет, T2), а также на Булдымском месторождении (236 ± 6 млн лет, T2 – возраст пироклоров карбонатитов). Второй этап рудообразования, вероятно, связан с новым этапом тектонической активизации, процессами частичного плавления и ремобилизацией вещества силурийско-ордовикских карбонатитовых комплексов.

С целью оценки источников пород ИВК карбонатит-миаскитового комплекса определены начальные изотопные отношения стронция, неодима и свинца: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{440} = 0.70336\text{--}0.70380$, $\varepsilon\text{Nd}_{440} (+1.9\text{...}+5.8)$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{440}^* = 18.54\text{--}20.6$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{440}^* = 15.53\text{--}$



15.66; б) для булдымского карбонатит-ультрабазитового комплекса – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{440} = 0.70455\text{--}0.70513$, $\epsilon\text{Nd}_{440} (-2.8\text{...}+0.7)$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{440}^* = 18.04\text{--}19.91$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{440}^* = 15.65\text{--}15.93$.

По данным анализа Sr-Nd систематики источник вещества ИВК миаскит-карбонатитового комплекса соответствует умеренно деплетированному мантийному источнику. Аналогичная линия развития изотопных систем характерна для карбонатитовых комплексов Карело-Кольской провинции, показывая смешение мантийных резервуаров DM (или FOZO) и EM1 при процессах магмогенерации (Bell, Petersen, 1991). Близкие изотопные составы также имеют карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы (Маймеч-Котуйская, Восточно-Алданская провинции) (Kogarko et al, 1999; Vladykin, 2005). Sr-Nd-изотопные составы пород ИВК отличаются от составов пород коллизионных карбонатитовых комплексов складчатых областей (известных на Тянь-Шане, в Алтае-Саянской складчатой области, Гималаях и Монголии), обычно контаминированных коровыми (рециклированными?) компонентами (Vrublewsky, Gertner, 2005; Hou et al, 2006).

Sr-Nd изотопные составы булдымского комплекса соответствуют обогащенным мантийным составам типа EM1 и аналогичны изотопным составам карбонатитовых комплексов рифтовых зон щитов (комплексы Восточно-Африканского рифта; Алданского щита и Ангарского поднятия, Восточная Сибирь) с наиболее глубинными мантийными источниками, в формировании которых предполагается возможность участия плюмового HIMU-компонента.

Hf-Nd систематика подтверждает мантийный источник ИВК и булдымского комплекса: точки составов ранних генераций цирконов ИВК ($T = 428\text{--}380$ млн лет) находятся в области умеренно деплетированных мантийных и нижнекоровых пород. Значительные вариации начальных изотопных отношений Hf цирконов, вероятно, отражают неоднородность магматического источника, связанную с участием новых порций расплавов с отличающимися изотопными составами, формирующихся при смешении в источнике плавления. Лишь составы позднего циркона ($T = 250\text{--}350$ млн лет) находятся за пределами мантийной Nd-Hf области, что может быть связано с метаморфогенным генезисом этого циркона.

Pb-Nd-систематика пород ИВК и булдымского комплекса иллюстрирует отсутствие двухкомпонентного смешения DM-EM1 (установленного по Sr-Nd-систематике) и, соответственно, необходимость участия третьего (плюмового?) компонента. Природа этого обогащенного компонента нуждается в дальнейшем исследовании. При этом, необходимо отметить, что карбонатитовые комплексы Урала показывают линии изотопной эволюции, аналогичные платформенным УЩК-комплексам.

Исследование изотопного состава He, который используется как индикатор «плюмовых» процессов, показало, что в породах карбонатитовых комплексов Урала присутствует незначительное количество « $^3\text{He-plum-like}$ компонента» – отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ (0.3–0.47), что отвечает 3–4 % «мантийной» составляющей гелия.

В результате обобщения данных по Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопным системам установлено, что булдымский комплекс имеет умеренно деплетированный характер субстрата плавления, отличающийся от субстрата магм ИВК возрастом и изотопным составом (долей деплетированного и обогащенного материала в мантийном субстрате). Так для ИВК модельный возраст субстрата $T_{DM} = 600\text{--}900$ млн лет, а для булдымского комплекса – $T_{DM} = 900\text{--}1300$ млн лет (Недосекова и др., 2010). Модельные возраста субстрата по двухстадийной модели, предполагающей коровый источник магмогенерации (T_{DMC}), также различны: $T_{DMC} = 900\text{--}1250$ млн лет – ИВК, $T_{DMC} = 1000\text{--}1450$ млн лет – булдымский комплекс. При этом, модельные возраста субстрата T_{DMC} ИВК (900–1250 млн лет) и T_{DM} булдымского комплекса (900–1300 млн лет) близки.



Таким образом, разработаны изотопно-геохимические модели магмогенерации и эволюции редкометалльных карбонатитовых комплексов Урала. Формирование субстрата уральских карбонатитовых комплексов происходило на различных этапах тектоно-магматической активизации – 1300–900 млн лет (булдымский комплекс) и 900–600 млн лет (ИВК комплекс); генерация и внедрение щелочно-карбонатитовых магм и первый этап редкометалльного (Nb-Zr) рудообразования – 440–380 млн лет, что соответствует основным этапам континентального рифтогенеза, проявленного на Русской платформе и в палеоконтинентальном секторе Урала; новый этап тектонической активизации и новый этап рудогенеза в карбонатитовых комплексах Урала – 280–220 млн лет. Изотопные модели свидетельствуют о деплетированном характере и гетерогенности источников плавления (типа DM и EM1), многостадийном магмо- и рудообразовании на этапе палеозойской активизации, а также о новом этапе рудогенеза, связанном с карбонатитовыми комплексами, на поздне-и постколлизивной стадии развития Уральской складчатой области (280–220 млн лет).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00154 и темы государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590028-9.

Литература:

- Иванов К.С. О природе карбонатитов Урала // Литосфера. 2011. 1. С. 20–33.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С. И др. Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал) // Геохимия. 2016. 9. С. 797–813.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu-Hf-изотопии в цирконах // ДАН. 2010. 435(2). 234–239.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. Изотопный состав гафния и редкие элементы как идентификаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия). ДАН. 2015. 461(5). С. 569–574.
- Недосекова И.Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): геохимические и Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77–95.
- Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауэрт Б. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. 3. 323–338.
- Attoh K., Corfu F., Nudec P.M. U-Pb zircon age of deformed carbonatite and alkaline rocks in the Pan-African Dahomeyide suture zone, West Africa // Precambrian Research. 2007. 155. P. 251–260.
- Bell K Carbonatites: relationships to mantle plume activity. In: Ernst R, Buchan KL (eds) Mantle plumes: their identification through time // Geol Soc Am Spec. 2001. 352:267–290.
- Bell K, Petersen T. Nd and Sr Isotope Systematics of Shombole Volcano, East Africa, and the Links between Nephelinite, Phonolites and Carbonatites // Geology. 1991. 19. P. 582–585.
- Burke K, Khan S. Geoinformatic approach to global nepheline syenite and carbonatites distribution: testing a Wilson cycle model // Geosphere. 2006. 2:53–60.
- Vladykin N.V. Sr and Nd isotope geochemistry of alkaline carbonatite complexes of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // Problems of sources of deep magmatism and plumes. Publ. Institute of Geography RAS. 2005. P. 13–29.
- Vrublewsky V.V, Gertner I.F. Nature carbonatite complexes of fold regions: isotopic evidence of mantle-crust interaction // Problems of sources of deep magmatism and plumes. Publ. Institute of Geography RAS. 2005. P. 30–49.
- Emmanuel N.N., Rigobert T., Nédélec A., et al. Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance // Journal of African Earth Sciences, 2013. 87. P. 44–58.
- Hou Z., Tian S., Yang Z. et al. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication // Earth and Planet. Scie. Letter. 2006. V. 244. P. 234–250.



Kogarko L.N. Evolution and isotopic sources of Guli ultrabasic alkaline massif // DAN. 1999. V. 364. № 2. P. 235–247.

Kogarko L.N., Lahaye Y, Brey G.P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // Miner Petrol. 2010. 98. P. 197–208.

Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study. // J. Geol. 1983. 91. P. 427–435.

Mitchell R.H. Carbonatites, and carbonatites and carbonatites // Canadian Mineralogist. 2005. 43. 2049–2068.

КСЕНОЛИТЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПИРОКСЕНИТОВ В БАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНА СИГУРД, О. ШПИЦБЕРГЕН (АРХ. СВАЛЬБАРД) КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА В ПАЛЕОЗОЕ

*Никитина Л.П.¹, Марин Ю.Б.², Корешкова М.Ю.³, Сергеев С.А.⁴, Беляцкий Б. В.⁴,
Крымский Р.Ш.⁴, Богомолов Е.С.¹, Бабушкина М.С.¹*

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, lrnik@mail.ru

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

³Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

В формировании земной коры архипелага Свальбард установлены докарельская, карельская, готская, гренвилльская и каледонская эпохи (Евдокимов, Сироткин, 2011). В эпигренвилльскую эпоху регион представлял собой платформу с доверхнерифейским фундаментом и осадочным R₃-Pz₂ (650–530 млн лет) чехлом (Khain, Filatova, 2009). Формирование девонского комплекса Pz₂ происходило уже в обстановке внутриплитного рифтогенеза. В неогене активизация тектонических движений привела к формированию базальтовых покровов, а в четвертичное время к возникновению вулканических конусов Сигурд и Хальданпигген (2.7 и 2.0 млн лет тому назад, соответственно) и стратовулкана Сверре (10 и 6 тыс лет).

Ранее (Korshkova et al., 2018) на основании исследований ограниченной коллекции пироксенитовых ксенолитов из базальтов вулкана Сигурд, была выделена группа высокоглиноземистых пироксенитов и выдвинута гипотеза о деламинации континентальной коры СЗ Шпицбергена в палеозое. Она имеет важное геодинамическое значение для реконструкции геологической эволюции всего региона и требует подтверждения на материалах более представительной коллекции ксенолитов, собранной в различные годы геологами ПМГРЭ. Их анализ показал, что ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов присутствуют только в базальтах из вулк. Сигурд. Задача настоящего исследования этих пироксенитов состояла в определении этапов их формирования и термодинамических условий каждого из них, установлении возраста этапов Re-Os, U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопными методами и источников пироксенитов на основании изотопно-геохимических характеристик.

Химический состав пироксенитов определен в Центральной аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» методами XRF (главные элементы) и ICPMS (редкие элементы, включая редкоземельные), состав минералов – в университете Birkbeck University of London (главные элементы на микрозонде JEOL 8100 Superprobe, редкие – на масс-спектрометре Agilent 7500a с лазерной абляцией) и в ИГГД РАН (главные элементы, на



сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200). Изотопный состав Re и Os изучен в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» с использованием мультиколлекторных масс-спектрометров высокого разрешения Triton TI и ICP-MS Neptune (ThermoScientific). U-Pb датирование по аксессуарным цирконам выполнено там же с использованием высокоразрешающего вторично-ионного масс-спектрометра (SIMS) SHRIMP-Пе для локального изотопного анализа. Анализ изотопного состава Sm, Nd, Rb и Sr произведен в ИГГД РАН с применением метода изотопного разбавления на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TIScientific.

Высокоглиноземистые пироксениты представлены шпинелевыми и шпинель-гранатовыми клинопироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами и вебстеритами. Кроме шпинели (Spl), ортопироксена (Orx), клинопироксена (Crx) и граната (Grt), в ксенолитах присутствует амфибол (Amph) и наблюдаются участки плавления. Структура пироксенитов гранобластовая, но в некоторых из них, где отсутствует Grt или количество его незначительно (до 2–3%), наблюдаются реликты магматической гипидиоморфнозернистой структуры. Первичная ассоциация пироксенитов, включавшая Orx, Crx и Spl, подвержена преобразованию в результате нескольких этапов: (1) замещение Spl → Grt с образованием гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов, (2) развитие келифитовых Orx-Spl-шпинелевых кайм вокруг зерен Grt, (3) образование Amph, (4) распад твердых растворов в Crx и Orx с образованием ламелей в матрице минералов, (5) частичное плавление.

Состав пироксенитов следующий: $\text{SiO}_2 = 38.7\text{--}48.5$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7.5\text{--}18.0$, $\text{MgO} = 13.2\text{--}18.0$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.0\text{--}2.2$ масс. На диаграммах Al/Si-Mg/Si, MgO-Al₂O₃ их точки образуют поля, занимающие текущее положение относительно трендов геохимического фракционирования (Jagoutz et al., 1979). Соотношение TiO₂ и Al₂O₃ не соответствует полю “Highaluminabasalt” (Jacob, Foley, 1999), в которых содержание Al₂O₃ выше (18–21 мас.%) и присутствует оливин. Нормализованные к примитивной мантии (PM) по (Palme et al., 2003) диаграммы распределения элементов Rb-Lu и La-Lu демонстрируют значительное обогащение Nb, Sr и особенно Ti относительно Zr и Hf, и последовательное уменьшение содержания тяжелых редких земель по сравнению с содержанием средних и легких элементов. Отношения Nb/Y и Zr/Y колеблются в пределах 0.06–0.45 и 1.20–3.12, несколько ниже и выше, чем в PM. Оба отношения не соответствуют трендам геохимического фракционирования.

Пироксенитам присуще высокое содержание Al₂O₃ в Orx и Crx. Последний представлен высокоглиноземистым авгитом ($\text{CaO} = 16.76\text{--}20.93$, $\text{MgO} = 11.89\text{--}14.64$, $\text{FeO} = 5.33\text{--}8.21$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 5.58\text{--}10.62$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.36\text{--}1.86$ мас. %). Grt ($\text{MgO} = 13.92\text{--}15.51$, $\text{FeO} = 14.15\text{--}17.24$, $\text{CaO} = 4.80\text{--}6.29$ мас. %, магнезиальность 0,55–0,66) относится к ряду пиропальмандин (46–56% пироповой и 13–17 % гроссуляровой молекул). Spl – герцинит ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 52.18\text{--}61.54$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.1\text{--}0.8$, $\text{FeO} = 21.47\text{--}25.59$ мас. %). Содержание Cr₂O₃ в шпинели келифитовых кайм колеблется в пределах 0.57–1.22 мас. %, в участках плавления не более 0.8 мас. %.

Ранее (Koreskova et al., 2018) было установлено, что первичная ассоциация высокоглиноземистых пироксенитов по соотношению в них Al₂O₃ и MgO близка к Orx+Crx±Spl кумулатам, образовавшимся в результате кристаллизации базальтовых расплавов при давлении 1.2 ГПа и степени кристаллизации ~ 15% (Müntener et al., 2001), но ниже 2.0 ГПа, когда из расплава кристаллизуются Grt и Crx (Petermann, Hirshmann, 2003; Green et al., 2000). Вероятность такого сценария образования первичной ассоциации пироксенитов в условиях нижней коры подтверждается результатами изучения расширенной коллекции. Первичная, магматическая, ассоциация в Spl вебстеритах и клинопироксенитах включала высокоглиноземистые Crx (8–9 мас. % Al₂O₃), Orx (5.0–5.5 %) и Spl (58.7–59.5 %), состав которых близок к полученным в ходе эксперимента О. Мюнтенером и соавторами.



Параметры равновесия ассоциации Grt-Orx в гранат-содержащих вебстеритах и клинопироксенитах, полученные с помощью модифицированного Grt-Orx термобарометра (Goncharov et al., 2015) равны 1060–1310°C и 2.2–3.3 ГПа. На P - T диаграмме их точки располагаются ниже кривой фазового перехода Spl→Grt в системе CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS), не содержащей Cr₂O₃ (Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002). Они соответствуют модельной мантийной геотерме по (Hasterock, Chapman, 2011) с плотностью поверхностного теплового потока 60 МВ/м² и несколько выше. Это свидетельствует о замещении Spl→Grt и образовании гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов в условиях малоглубинной верхней мантии, т. е. при более высоком P по сравнению с первичной Орх-Срх-Spl ассоциацией, кристаллизация которой происходила в нижней коре. Образование Орх-Spl келифитовых кайм вокруг зерен Grt указывает на последующее понижение T и P до значений выше кривой фазового перехода Grt→Spl. Оно подтверждается также наличием в пироксенах структур распада твердых растворов. T для нераспавшихся фаз на 100–150°C выше таковых для равновесия ламелей и матрицы (Goncharov et al., 2015).

Изотопный состав Re и Os изучен в валовых пробах Spl-Grt вебстеритов, не затронутых процессами частичного плавления. Вариации изотопных отношений ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os (7.003–26.612) и ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (0.1687–0.3189) позволяют рассчитать линейную корреляцию в координатах ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os – ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, угол наклона которой соответствует возрасту 457 ± 3.5 млн лет (начальное отношение ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 0.1151 ± 0.0006), отражающему время преобразования первичной Срх-Орх-Spl ассоциации в гранат-содержащую. Автохтонные цирконы в пироксенитах крайне редки и изучены только в трех ксенолитах: Spl клинопироксените, Spl-Grt клинопироксените и Spl-Grt вебстерите (зерна). Типоморфными признаками автохтонных магматических цирконов обладают 3 кристалла из Spl-Grt клинопироксенита с явными признаками частичного плавления. Они образуют единый возрастной кластер 310.7 ± 3.3 млн лет. Можно утверждать, что он отражает возраст кристаллизации расплава в высокоглиноземистых пироксенитах. Наиболее древнее U-Pb значение (488.6 ± 5.9 млн лет), полученное для циркона из Spl-Grt вебстерита без признаков плавления совпадает с Re-Os возрастом, установленным для Spl-Grt вебстеритов, также не подвергшихся плавлению. Rb-Sr изотопные составы трех ксенолитов, в которых наблюдается частичное плавление (до 20%), образуют удовлетворительную линейную зависимость. Отсутствие зависимости отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 1/Sr для образцов позволяет рассматривать ее как изохрону 446 ± 78 млн лет с начальным значением 0.70330 ± 0.00009, которая может соответствовать времени частичного плавления гранат-содержащих клинопироксенитов.

Итак, высокоглиноземистые Spl пироксениты, вероятнее всего, являются Орх+Срх±Spl кумулатами – продуктами кристаллизации базальтовых расплавов в условиях нижней коры при давлении 1.2 ГПа или несколько выше, но не более 2 ГПа. Последующее замещение Spl→Grt и образование гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов, происшедшее уже в условиях малоглубинной верхней мантии (при P от 1.7–1.8 до 3.0 ГПа), может рассматриваться как показатель деламинации континентальной коры региона в мантию. Полученная Re-Os изохронным методом по гранат-содержащим вебстеритам, в которых отсутствуют признаки плавления или они минимальны, датировка в 457 ± 3.5 млн лет рассматривается нами как наиболее вероятная оценка верхней возрастной границы деламинации коры в мантию. Последующий затем подъем литосферы Шпицбергена, проявившийся в образовании Орх-Spl келифитовых кайм вокруг граната, распаде твердых растворов в пироксенах и частичном плавлении, не был, по-видимому, значительно оторван по времени от этапа деламинации и продолжался до 300 и менее млн лет.

Работа выполнена в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках госбюджетной темы 0153-2019-0001(FMNU-2019-0001).



Литература:

- Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н. Эндеогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген // СПб, ВНИИОкеангеология. 2011. 270 с.
- Ellis D.J., Green, D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 71.P. 13–22.
- Goncharov A.G., Nikitina L.P., Borovkov N.V., Babushkina M. S., Sirotkin A.N. Thermal and redox equilibrium conditions of the upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanoes of NW Spitsbergen, Svalbard Archipelago // *Lithos. Russian Geology and Geophysics.* 2015. V. 56. P. 1578–1602. /*Russian Geology and Geophysics.* 2015. № 11. С. 2000–2030.
- Green T., Blundy J., Adam J., Yaxley G. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200 °C // *Lithos.* 2000. V. 53. P. 165–187.
- Hasterock D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 307. P. 59–70.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K. et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 10th. USA. 1979. P. 2031–2050.
- Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths. *Lithos.* 1999. V. 48. P. 317–336.
- Khain, V.E., Filatova, N.I. From Hyperborea to Arctida: The problem of the Precambrian Central Arctic Craton // *Doklady Earth Sciences.* 2009. V. 428. No. 1. P. 1076–179.
- Koreshkova M. Yu., Marin Yu. B., Nikitina L. P., Downes H., Tokusheva A., Goncharov A. G. High-alumina pyroxenite xenoliths from Quaternary basalts of NW Spitsbergen –evidence for continental crust delamination // *ISSN 1028-334X. Doklady Earth Sciences.* 2019. V. 485. Pt 2. P. 413–417.
- Mercier, J. Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics.* 1980. V. 70. P. 1–37.
- Müntener O., Kelemen P., Grove T. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 643–658.
- Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. 73 (1). P. 158–170.
- Palme H., O'Neill H. S. C., Holland H.D., Turekian K. K. Cosmochemical estimates of mantle composition // *Treatise on Geochemistry.* V. 2. The Mantle and Core / Carlson, R. W. (Ed.). Elsevier. 2003. P. 1–38.
- Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164 (1–2). P. 277–284.
- Walter M., Katsura T., Kubo A., Nishikawa O., Ito E., Leshner C., Funakoshi K. Spinel–garnet transition in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ revisited: An in situ X-ray study // *Geochim. Cosmochim. Acta* 2002. V. 60 (12). P. 2109–2121.

ЭВОЛЮЦИЯ И ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОМПЛЕКСЕ ПОРОД КОРВАТУНДРА В ЗОНЕ НАДВИГА ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА И ПОЯСА ТАНА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН, РОССИЯ)

Ниткина Е.А., Беляев О.А., Каулина Т.В., Козлова Н.Е., Козлов Н.Е.

Геологический институт КНЦ РАН, Анаптиты, nitkina@rambler.ru, kaulina@geoksc.apatity.ru, xiao-nata@yandex.ru, kozlov@geoksc.apatity.ru

Корватундровский комплекс слагает полосу шириной до 5.5 км между гранитогнейсами беломорского комплекса и породами комплекса Тана, вытянутую в северо-восточном направлении (С-В Балтийского щита) (рис. 1). В составе комплекса преобладают слюдяные гнейсы, сланцы и кварцитосланцы – биотитовые, двуслюдяные, содержащие

гранат, ставролит и кианит, – с признаками ритмичной слоистости. К низам разреза приурочена толща амфиболитов (толеитовых базальтов) с прослоями хлорит-актинолитовых сланцев (метакоматиитов). Амфиболиты верхних частей разреза слагают конкордантные или полого секущие тела мощностью до 20 метров. Ограниченно распространены амфибол-биотитовые (метаандезитодациты) и биотитовые (метариодациты) гнейсы. Геологии ЛГП и пояса Тана посвящено много работ как в нашей стране (Беляев, 1971; Виноградов и др., 1980; Козлов и др., 1990; Минц и др., 1996; Прияткина, Шарков, 1979) так и за рубежом (Varbey et al., 1984; Escola, 1952; Gaal et al., 1989; Hörmann et al., 1980; Marker, 1985; Merilainen, 1976; Raith et al., 1982). Известные геохронологические данные, в основном, касаются главного этапа гранулитового метаморфизма, связанного с надвигом, возраст которого оценивается в 1.91–1.95 млрд лет (Тугаринов, Бибилова, 1980, Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибилова и др., 1993, Nuhma, 1996).

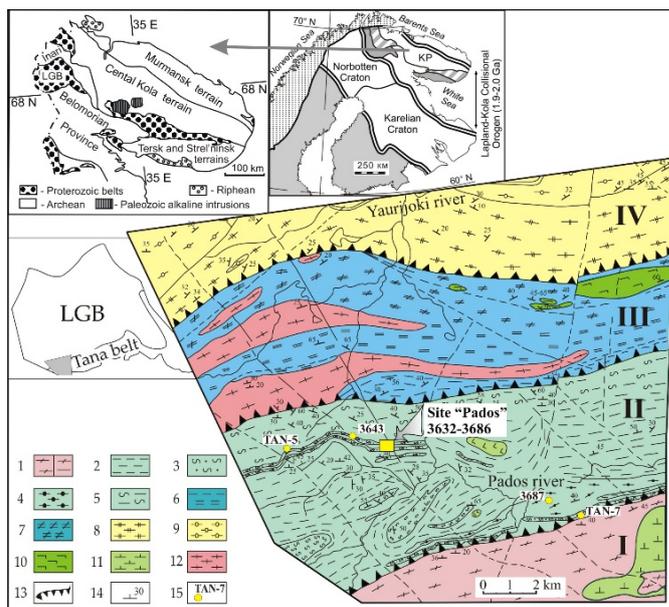


Рис. 1. Структурно-геологическая карта района Падос-Явр (Геология рудных..., 2005, с использованием данных Л.Н.Латышева). I – Беломорский комплекс: 1 – биотит-амфиболовые гнейсы. II – Корватундровская серия: 2 – хлорит-ставролит-гранат-мусковитовые и ставролит-биотитовые сланцы, 3 – двуслюдяные гранат-кианит-биотит-плагиоклазовые сланцы, 4 – сланцеватые амфиболиты, 5 – биотитовые и двуслюдяные гнейсы (с кианитом, гранатом и ставролитом). III – пояс Тана: 6 – амфибол-биотитовые гнейсы, 7 – гранатовые и гранат-клинопироксеновые амфиболиты. IV – Лапландский комплекс: 8 – основные гранулиты (гранат-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, двупироксеновые сланцы и гнейсы), 9 – кислые гранулиты (гранат-биотитовые гнейсы с силлиманитом), 10 – анортозиты, 11 – гипербазиты, 12 – плагиомикроклиновые граниты, 13 – надвиги глубинного заложения, 14 – элементы залегания, 15 – точки отбора образцов.

Одни исследователи рассматривают корватундровский комплекс как составную часть раннепротерозойского пояса Тана (Геология..., 1958; Полканов и др., 1964; Латышев, 1971), другие относят к неоархею (Mikkola, 1941; Макиевский, 1973). Также не существует единого мнения о количестве стадий тектогенеза и метаморфизма, времени их проявления, параметрах и направленности метаморфизма в рассматриваемых структурно-метаморфических комплексах (Merilainen, 1976; Krill, 1985; Фонарев, Крейлен, 1995; Перчук и др., 1999; Другова, Скублов, 2000; Daly et al., 2001; Беляев, Петров, 2002).

Ранний этап прогрессивного метаморфизма корватундровского комплекса характеризуется реликтовыми минеральными парагенезисами, которые, согласно определению P–T параметров метаморфизма по составу минералов, образовались в



условиях ставролит-хлоритоидной и ставролит-гранат-двуслюдной субфаций амфиболитовой фации при $T = 385\text{--}570^\circ\text{C}$ и $P = 4.6\text{--}7.6$ кбар. Возраст раннего этапа был определен Sm-Nd методом по гранату с проградной зональностью в 1940 ± 34 млн лет. Кульминация проградного метаморфизма корватундровского комплекса, отраженная в составе новообразованных, химически незональных гранатов, происходила между 1940 и 1917 млн лет назад в условиях кианит-гранат-двуслюдной и кианит-гранат-биотитовой субфаций амфиболитовой фации при $T = 575\text{--}615^\circ\text{C}$ и $P = 7.5\text{--}9.1$ кбар. Пик проградного гранулитового метаморфизма в вышележащих породах ЛГП отвечает рубежу 1925 ± 1 млн лет (Бибикова и др., 1993).

Проявления следующего этапа метаморфизма были локализованы в зонах сдвигового течения, ориентированных (суб)параллельно простиранию южной границы ЛГП и общему простиранию пояса Танаэль, что позволяет классифицировать этот этап как этап динамометаморфизма. Этот этап был связан, как уже отмечалось выше, с надвиганием обоих поясов к юго-юго-западу на Корватундровскую структуру во время лапландско-кольской коллизионной орогении. В корватундровском комплексе процессы этапа динамометаморфизма протекали на севере рассматриваемой структуры в зоне ее контакта с вышележащей надвиговой пластиной, сложенной комплексом Танаэль, а также в отдельных зонах сдвигового течения внутри структуры в условиях кианит-гранат-биотитовой субфации при максимальных величинах T и P , равных $700\text{--}750^\circ\text{C}$ и $13\text{--}14$ кбар, соответственно. Эти значения P - T -параметров этапа динамометаморфизма близки к таковым в бластомилонитах гранулитовой фации в подошвенной части ЛГП (Belyaev, Kozlov, 1997; Беляев, Петров, 2002) и в эклогитоподобных породах северной части пояса Танаэль (Козлова, Реженева, 1998). Низкотемпературные регрессивные преобразования пород отражены процессами хлоритизации и окварцевания в зонах поздних деформаций. Их возраст определен по Rb-Sr минеральной изохроне в 1722 ± 25 млн лет, который отвечает широко проявленной в Кольском регионе и Беломорской провинции флюидной переработке слагающих их раннедокембрийских пород (deJongetal., 2000; Щипанский, Слабунов, 2015). Эта переработка происходила уже на посторогенном этапе развития Лапландско-Кольского коллизионного орогена, во время которого внедрялись граниты типа Наттанен, включая массив Юовоайв с возрастом $1,70\text{--}1,76$ млн лет, прорывающий ЛГП (Krillletal., 1985; Ветрин и др., 2002).

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0052.

Литература:

- Беляев О.А. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л. Наука. 1971. С. 218–225.
- Беляев О.А., Петров В.П. // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты. 2002. С. 195–208.
- Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Н. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст. Петрология. 1993. Т. 1. №2. С. 215–235.
- Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л., Икорский С.В. U-Pb-возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах Лицко-Арагубского диорит-гранитного комплекса (Кольский полуостров) // ДАН. 2002. Т. 387. № 1. С. 85–89.
- Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л. Наука. 1980. 208 с.
- Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
- Геология СССР. Том XXVII. часть I. (под ред. Л.Я.Харитоновой). М.: Госгеолтехиздат. 1958. 714с.
- Другова Г.М., Скублов С.Г. Зональные гранаты гнейсов как результат неоднократного высокотемпературного метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе // Зап. ВМО. 2000. № 6. С. 79–87. (LGB)



Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита. Ред. В.А.Глебовицкий. СПб.: Росгеолком. ВСЕГЕИ. 1992.

Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1990. 172 с.

Козлова Н.Е., Реженова С.А. Термобарометрия основных пород южного тектонического контакта Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // Зап. ВМО. 1998. № 4. С. 51–57.

Латышев Л.Н. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С.61–65.

Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л.: Наука. 1973. 151 с.

Милиц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М. Научный мир. 1996. Тр. ГИН РАН. Вып. 503. 287 с.

Перчук Л.Л., Кротов А.В. Петрология слюдястых сланцев пояса Тана в южном тектоническом обрамлении Лапландского гранулитового комплекса. Петрология. 1998. Т.6. №2. С.165–196.

Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В. Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 165–196.

Полканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова // Геология и геохронология докембрия. М.-Л.: Наука. 1964. С. 24–45.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л. Наука. 1979. 128 с.

Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. Наука. М. 1980. 132 с.

Фонарев В.И., Крейлен Р. Доказательство полистадийности метаморфизма на основе изучения флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С. 379–396.

Щипанский А.А., Слабунов А.И. Природа «свекофенских» цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия. 2015. № 10. С. 888-912.

Barbey P., Convert J., Moreau B. et al. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull.Geol.Soc. Finl. 1984. V. 56. Part 1–2. P. 161–188.

Belyaev O.A., Kozlov N.E. Geology, geochemistry and metamorphism of the Lapland Granulite Belt and adjacent areas in the Vuotso area, Northern Finland. Geol. Survey of Finland. Rep.ofInvestig. 138. Espoo. 1997. 24 p.

Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B. et al. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Res. 1984. V. 23. P. 325–348.

Daly, J. S., Balagansky, V.V., Timmerman, M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2001. V. 105. Nos. 2–4. P. 289–314.

de Jong K., Timmerman M. J., Guise P.G. et al. Recrystallization during post-tectonic magmatism and related fluid flow shown by ca.1.7 Ga $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages from the northern Lapland Kola Mobile Belt (Russia) // Abstract. 5th Europrobe-Svekalapko Workshop. Finland. 2000. Report No 23. P.23

Eskola P. On the granulites of Lapland // Am. J. Sci. 1952. Bowen V. P. 133–171.

Gibbons W., Horak J. Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies schistes lustrés nappe of NE Corsica // J. Metamorph. Geol. 1984. V.2. P.95–113.

Gaál G., Berthelsen A., Gorbatshev R. et al. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 1–25.

Ganguly J. & Turone M. // Meteoritics & Planetary Science. 2001. V. 36. N 1. P. 167–177.

Hörmann P.K., Raith M., Raase P. et al. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki – Inarijärvi area // Geol. Surv. Finl. Bull. No. 308. 1980. 95 p.

Krill A., Bergh S., Lindahl I. et al. Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic dates from Precambrian rocks of Finnmark // NGU-BULL. 403.1985. P.37–54.



Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Nor. Geol. Unders.* 1985. V. 403. P. 55–74.

Marker M., Kaulina T.V., Daly J.S., Kislitsyn R. The Tanaelv belt and adjoining units in Finnmark, Norway and in the westernmost Kola Peninsula: State of knowledge from recent isotopic and structural evidence // 4th SVEKALAPKO workshop Abs. Lammi. 1999. P. 77.

Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1976. No. 281. 129 p.

Mikkola E. General geological map of Finland. Sheets B7, C7, D7, Muonio, Sodankyla, Tuntajoki. Explanation to the map of rocks. Suomen geol. Toimikunta. 1941. Helsinki. 286 p.

Raith M., Raase P., Horman P.K. The Precambrian of Finnish Lapland: Evolution: Evolution and Regime of metamorphism. // *Geol. Rundsch.* 1982.V.71. P. 230–244.

Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЛАМПРОФИРОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ, ИХ МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ПРОБЛЕМА КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

Носова А.А.^{1,2}, Лебедева Н.М.^{1,2}, Ларионова Ю.О.¹, Копылова М.Г.^{1,2}, Каргин А.В.^{1,2}, Сазонова Л.В.^{1,2,3}, Возняк А.А.^{1,2}, Ковач В.П.⁴

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, nosova@mail.ru*

²*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия*

³*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия*

⁴*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

Кольская щелочная провинция является одной из наиболее изученных областей развития щелочного магматизма в мире, в том числе имеются многочисленные работы по изотопной систематике пород этой провинции. Однако большая часть усилий исследователей была направлена на изучение массивов щелочно-ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их карбонатитов. При этом многочисленные дайки лампрофиров, несмотря на свое значение для реконструкции эволюции магматизма провинции, оказались изученными в меньшей степени.

Мы представляем работу по систематике Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопного состава девонских лампрофировых пород Кольской щелочной провинции, распространенных на побережье Кандалакшского залива. В этом районе представлено несколько роев лампрофировых даек, как сопровождающих ультраосновные массивы с карбонатитами (Турий Мыс, Кандагуба), так и самостоятельных (Кандалакша). Породы даек представлены ультрамафическими лампрофирами (айликиты, дамтьерниты), карбонатитами, щелочными лампрофирами (альнеиты, мончикиты), и вулканическими разностями (фоидиты и фонолиты) (Nosova et al., 2021). Мы также изучили Rb-Sr и Sm-Nd системы перовскита из лампрофиров с целью оценить вклад коровой контаминации. Наши исследования были ориентированы на выявление гетерогенности мантийных и коровых источников расплавов лампрофировых даек. Изотопные исследования проведены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) для 30 проб лампрофиров из даек. Среди изученных пород были представлены все основные разновидности лампрофиров.

Sr-Nd-Pb изотопная систематика лампрофиров четко разделяет их на три группы. Группа 1 представлена преимущественно ультрамафическими лампрофирами и карбонатитами, т.е. породами либо слабо фракционированными, близкими к примитивным расплавам, либо содержащими очень высокие концентрации Sr и Nd. Изотопная Sr-Nd систематика пород Кольской щелочной провинции базируется на так называемой KCL (Kola



carbonatite line), предложенной в работе Kramm et al., (1993). KCL отражает участие двух изотопных источников в образовании карбонатитов: доминирующий деплетированный источник, вероятно, мантийный плюм, и обогащенный источник – литосферная мантия ЕМ1 или ЕМII типа (например, Арзамасцев и др., 2009). Изотопные составы пород группы 1 соответствуют умеренно-радиогенным значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7032-0.7046$ и высоко-радиогенным значениям $\epsilon\text{Nd}(t) = +1.7 - +5.2$ и тяготеют к «деплетированному источнику» KCL. Эти породы характеризуются наиболее радиогенными значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$ и умеренно радиогенными значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$. Эта область изотопных составов, по-видимому, отвечает мантийному источнику деплетированного типа, а сдвиг в область менее радиогенных значений Nd и более радиогенных $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$ может указывать на вклад обогащенного источника, например, метасоматизированной литосферной мантии. Очевидно, что вклад коровой контаминации в эти составы минимален.

Sr и Nd изотопные составы лампрофиров группы 2 не принадлежат KCL. К этой группе мы относим щелочные лампрофиры с низкордиогенными изотопными составами Sr, варьирующими в узком интервале значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7034-0.7040$ и изменчивым изотопным составом Nd, который изменяется от +2 до -2.8 единиц $\epsilon\text{Nd}(t)$. Эти составы образуют тренд, который направлен в область обширного поля Sr-Nd изотопных составов ксенолитов нижнекоровых пород из трубок взрыва Кольской провинции (Kempton et al., 2001; Downes et al., 2000) и Архангельской провинции (Koreshkova et al., 2001; Samsonov et al., 2009). Изотопный состав свинца характеризуется высокими значениями торогенного $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$ отношения (38.00–39.99). Такие изотопные параметры указывают на вероятный вклад нижнекорового вещества.

Изотопные составы Sr и Nd пород группы 3 также не принадлежат KCL. В эту группу входят мончикиты, которые на диаграмме $\epsilon\text{Nd}(t) - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ дают четкий тренд от составов с высокими изотопными отношениями Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7083$), Nd ($\epsilon\text{Nd}(t) = +3.5$) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$ (41.74) к составам с низкими значениями тех же изотопных отношений: 0.7057; -2.8; 38.94 соответственно. Эти изотопные параметры указывают на вероятную нижнекоровую природу компонента с низкими изотопными отношениями. Природа компонента с высокими изотопными отношениями не очевидна; мы полагаем, что им может быть щелочно-карбонатный магматический флюид, обеспечивший привнос коровых компонентов за счет обмена с вмещающими породами в ходе фенитизации.

В лампрофирах встречается два типа перовскита, которые различаются по петрографической позиции и изотопному составу. Ранний перовскит показывает более деплетированные изотопные значения, чем порода ($\Delta ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{i(\text{prv-WR})} = -0.000027-0.000108$, $\Delta \epsilon\text{Nd}(t)_{(\text{prv-WR})} = +0.32-+0.37$), тогда как поздний перовскит дает более обогащенные изотопные значения $\Delta ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{i(\text{prv-WR})} = 0.000085-0.001614$, $\Delta \epsilon\text{Nd}(t)_{(\text{prv-WR})} = -0.26-0.38$. Таким образом, изотопные соотношения между перовскитом и вмещающей его породой указывают на коровую контаминацию в ходе фракционирования расплавов.

Мантийный источник расплавов характеризовался деплетированным геохимическим типом и вероятно имел астеносферную природу; весьма вероятен некоторый вклад в первичные расплавы геохимически обогащенного вещества метасоматизированной кимберлитовыми расплавами литосферной мантии. Именно такие породы, с высокими концентрациями Sr и Nd, которые обеспечивают их слабую чувствительность к коровой контаминации, формируют Кольскую карбонатитовую линию (KCL). В нашей выборке к породам без заметного вклада коровой контаминации принадлежат айликиты Кандалакши и карбонатиты и некоторые мончикиты Турьего Мыса. Основной коровый вклад в магматические расплавы обеспечивает вещество нижней коры. Наиболее выражен его вклад в породах Кандагубы, и флюидный обмен магматических расплавов с вмещающими верхнекоровыми породами в ходе фенитизации приводит к сдвигам в изотопном составе в область высокордиогенных значений Sr и торогенных Pb изотопных отношений.



Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-17-00024.

Литература:

- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383с.
- Downes H., Peltonen P., Manttari I., Sharkov E.V. Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking. // J. Geol. Soc. Lond. 2000. V. 159. P. 485–488.
- Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A., Wartho J.A., Zartman R.E., Sharkov E.V. Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic Shield - the Underplated Lower Crust of a Palaeoproterozoic Large Igneous Province? // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 731–763.
- Koreshkova M. Yu., Levskii L.K., Ivanikov V.V. Petrology of a lower crustal xenolith suite from dikes and explosion pipes of the Kandalakshagraben. // Petrology. 2001. V. 9. P. 79–96 Kramm et al., 1993.
- Kramm U. Mantle components of carbonatites from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland–Nd-Sr study. // Eur. J. Mineral. 1993. V. 5. P. 985–989.
- Nosova, A. A., Kopylova, M. G., Sazonova, L. V., Vozniak, A. A., Kargin, A. V., Lebedeva, N. M., Volkova, G. D., Peresetskaya, E. V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe). Lithos. 2021. accepted pending revision.
- Samsonov A. V., Nosova A. A., Tretyachenko V. V., Larchenko V. A., Larionova Yu. O. Collisional Sutures in the Early Precambrian Crusts a Factor Responsible for Localization of Diamondiferous Kimberlites in the Northern East European Platform // Doklady Earth Sciences. 2009. Vol. 425. No. 2. pp. 226–230.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИНОПИРОКСЕНА ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ДИОРИТОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (Ю.УРАЛ) – ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ОБОГАЩЕНИЯ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

Осипова Т.А., Каллистов Г.А.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
osipova@igg.uran.ru*

Челябинский полихронный, полифазный гранитоидный массив расположен в северном замыкании южноуральского сегмента Восточно-Уральской зоны. В его составе высокомагнезиальные диориты образуют синплутоническую дайку мощностью до 3 метров в позднедевонско-раннекаменноугольных (361±4 млн. л) гранодиоритах ранней фазы. Порода сложена крупными фенокристаллами амфибола в ассоциации с флогопитом, и, иногда, псевдоморфоз амфибола по пироксену, погруженными в лейкократовую основную массу. В почти нацело актинолитизированном в настоящее время амфиболе фенокристов местами сохраняются неправильной формы реликтовые фрагменты клинопироксена, куммингтонита, замещающего, по-видимому, ортопироксен, и паргасита. Основная масса образована олигоклазом и альбитом, нередко образующим ойкокристаллы, кварцем и редкими мелкими идиоморфными зернами амфибола. Акцессорные минералы – циркон (U-Pb возраст 362±2 млн. л), фторапатит, высокохромистый хромит (субальюмоферрихромит), редкие выделения ильменита, единичные зерна бадделита. Характерно присутствие сульфидов Fe-Ni-Zn-Pb-Cu-Mo, отсутствующих во вмещающих дайку гранодиоритах. По химизму высокомагнезиальные диориты Челябинского массива сопоставимы с оливин-нормативными магнезиальными базальтами, отличаясь от них несколько более высоким содержанием щелочных металлов. Главные геохимические особенности (высокие концентрации Sr (более 550 г/т); умеренно фракционированное распределение РЗЭ ((La/Yb)_n=13); практически отсутствие Eu аномалии; умеренные концентрации Y ~ 15 г/т; заметные отрицательные



аномалии Nb, Ta, Zr) позволяют сопоставить их с саукиитоидами (Martin et al., 2005; Tatsumi, 2008; и др.). Данные об изотопном составе Nd в породе ($\epsilon\text{Nd}(t) = -0,1 \text{--} +0,5$) и Hf в цирконе ($\epsilon\text{Hf}(t) = +0,5 \text{--} +4,5$) свидетельствуют о высокой гомогенности расплава (Осипова и др., 2021 и ссылки в ней).

Клинопироксен – основной концентратор редких элементов в породах основного и средне-основного состава, несущий информацию о родоначальных расплавах, условиях их образования и характере источника (Yogodzinski, Kelemen, 1998 и др). Клинопироксен из высокомагнезиальных диоритов Челябинского массива по составу отвечает хромдиопсиду, характеризуется высокими (в 10–20 раз выше хондритового уровня) концентрациями редкоземельных элементов, обычными для клинопироксенов базитов крупных изверженных провинций и океанических островов. Спектр распределения РЗЭ в клинопироксенах высокомагнезиальных диоритов Челябинского массива отличается дифференцированным характером ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3,8$) с заметной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}^* = 0,76$), «куполообразным» распределением легких и средних РЗЭ ($(\text{Ce}/\text{Nd})_n = 0,88$) и высокой степенью фракционирования ТРЗЭ ($(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 3,56$). Подобные спектры распределения лантаноидов характерны для клинопироксенов из расплавов, связанных с изначально обогащенными мантийными источниками или обогащенными вследствие метасоматического преобразования расплавами или флюидами исходно деплетированного источника. В то же время, они резко отличны от спектров распределения РЗЭ в клинопироксенах из пород – производных деплетированной мантии (Сазонова и др., 2010; Rivalenti et al., 1996). Наличие выраженной отрицательной европиевой аномалии обусловлено, по всей видимости, восстановительными условиями образования расплава (Fabbrizio et al., 2021).

На метасоматическое обогащение мантийного источника указывают также высокие концентрации в клинопироксене U, Th, K, Pb, сопоставимые с таковыми в клинопироксенах из базальтов крупных изверженных провинций (Xia et al., 2020). Умеренная степень фракционирования лантаноидов при высоких значениях Ti/Eu отношения (2000–3000) позволяют с большей вероятностью предположить силикатный, а не карбонатитовый характер метасоматизирующего агента (Coltorti et al., 1999). С этим предположением хорошо согласуется микроэлементный состав магматического циркона в высокомагнезиальном диорите, и унаследованного из перидотитового источника реститового бадделеита (Осипова и др., 2021).

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (тема АААА-А18-118052590029-6), аналитические работы выполнены в ЦКП "Геоаналитик" в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН.

Литература:

Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Замятин Д.А., Булатов В.А. Zr-Th-U минералы в высокомагнезиальном диорите Челябинского массива (Южный Урал) – индикаторы мантийно-корового взаимодействия. Геодинамика и тектонофизика. 2021. 12 (2), в печати.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Петрова Л.Г. Неопротерозойскиерифтогенные субщелочные базиты Среднего Урала: геохимическая специфика клинопироксена. Геохимия. 2010. № 3. С. 274–294.

Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F., Upton, B.G.J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. J. Petrol. 1999. 40. P. 133–165.

Fabbrizio A., Schmidt M.W., Petrelli M. Effect of $f\text{O}_2$ on Eu partitioning between clinopyroxene, orthopyroxene and basaltic melt: Development of a $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ oxybarometer. Chemical Geology. 2021. 559. 119967.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos. 2005. 79. P. 1–24.



Rivalenti G., Vannucci R., Rampone E. Peridotite clinopyroxene chemistry reflects processes rather than continental versus oceanic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 139. P. 53–65.

Tatsumi, Y. Making continental crust: The sanukitoid connection. *Chinese Science Bulletin.* 2008. 53. P. 1620-1633

Xia Y., Wang Q., Zhu D.C., Ernst R. E., Zhang S., Liu D., Zhao Z.D. Intermediate rocks in the Comei large igneous provinces produced by amphibole crystallization of tholeiitic basaltic magma. *Lithos.* 2020. P. 374–375. 105731.

Yogodzinski G.M., Kelemen P.B. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth and Planetary Science Letters.* 1998. 158. P. 53–65.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН)

Павлова Т.А., Самсонов А.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, allafia@yandex.ru, samsonovigem@mail.ru

На востоке Восточно-Европейского кратона (ВЕК) выделяется крупный сегмент раннедокембрийской коры – Волго-Уралия (Bogdanova et al., 2016). Этот сегмент полностью перекрыт мощным осадочным чехлом, и представления о его строении, составе и тектонике базируются на геофизических данных и результатах изучения керна глубоких скважин. Наиболее хорошо на сегодня изучена юго-восточная часть Волго-Уралии, где выделен крупный архейский Средневожжский мегаблок, вскрытый многочисленными глубокими скважинами (Bogdanova et al., 2010, 2021). Значительно хуже охарактеризована керна и изучена северо-западная часть Волго-Уралии. Здесь на основании геофизических данных и результатов изучения редких глубоких скважин выделяется архейский Токмовский мегаблок, ограниченный палеопротерозойскими складчатыми поясами: Волго-Донским поясом (ВДП) с запада, Осницко-Микашевичско-Московским поясом (ОММП) с севера, и Вятским поясом (ВП) с востока. Тектоническая природа этих поясов и характер их сочленения с Токмовским мегаблоком являются одним из наиболее сложных и дискуссионных вопросов. Его решение требует проведения комплекса исследований. В рамках нашего доклада будут приведены первые результаты изучения метаморфических преобразований раннедокембрийских породах Токмовского мегаблока и складчатых поясов обрамления, которые могут служить индикаторами тектонических обстановок (напр., Savko et al., 2020, Burg, Gerya, 2005, и др.).

В северной части Токмовского мегаблока можно выделить основную, гранитоидную группу пород, это гнейсы и гранулиты ТТГ-состава, иногда чарнокитового ряда, и группу метабазитов (амфиболиты, Gr-амфиболиты, кристаллические сланцы, массивные Gr-Px-Hbl-породы – гранофельсы) в подчиненном количестве. Возраст протолитов пород блока, определенный по цирконам в гранитоидах U-Pb методом (SHRIMP II), – 2.78–2.86 млрд лет, но под вопросом оставалась длительность регионального метаморфизма блока и количество его этапов, т.к. данные метаморфических кайм обрастания цирконов не дают единого ответа. В основном они показывают возраста от 2.72 до 2.63 млрд лет (Самсонов и др., 2019) для северо-западных скважин блока, но, например, скв. Ново-Торьяльская-38 на северо-востоке блока имеет возраст метаморфизма 2.59 млрд лет.

Породы севера Токмовского блока как в северо-восточной (эндербиты), так и в северо-западной части (Срх-Орх-амфиболиты, Gr-амфиболиты, Gr-Px-Hbl-Pl-гранофельсы, ТТГ-гнейсы) претерпели одноэтапный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Среднезернистые Gr-Px-Hbl-Pl(An₄₈₋₆₃)-гранофельсы (рис. 1-а) с крупными (*d*~до 2 мм) гранатовыми порфиروбластиами Prp-Alm ряда с существенной примесью Grs (16 %) без

включений из скв. Медведевская дали возможность разделить Т и Р пиковых условий метаморфизма и условий регрессивной стадии (гранат имеет ретроградную зональность с понижением $X_{Mg/(Mg+Ca+Fe^{2+})}$ от ядра к краю от 0.38 до 0.33). По расчетам методами классической геотермобарометрии по Gr-Orx сенсорам разных авторов (Lavrentieva et al., 1990 и др.) пиковые условия фиксируют $T \sim 750\text{--}810\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P \sim 10\text{--}11$ кб (гранулитовая фация), а регрессивный этап – $T \sim 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \sim$ от 7 (Nikitina et al., 2010) до 10 (Аранович, 1987) кб, что соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации. Условия метаморфизма породы подтверждаются подсчитанным в программном комплексе Perplex (Connolly, 1990) полем стабильности существующей ассоциации минералов, ограниченном изоплетами магнезиальности Gr (Mg#~ 0.29–0.31) и Orx (Mg#~ 0.53–0.57) (рассчитанными через надстройку Perplex – wegam.exe), что в итоге дает значения в диапазоне $T \sim 710\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P \sim 10.5\text{--}11$ кб (система NCFMASH, база данных hp11ver.dat, H₂O в избытке, модели твердых р-р: Gt(WPH), Orx(HP), Crx(HP), Pl(JH), Ca-Amph(D)). По Crx-Orx и Hbl-Pl сенсорам других метабазитов северо-восточной части блока посчитаны значения, схожие с условиями финальной стадией метаморфизма гранофельсов (5–7 кб, 680–720 °С, границы амфиболитовой и гранулитовой фаций по Spear, 1993).

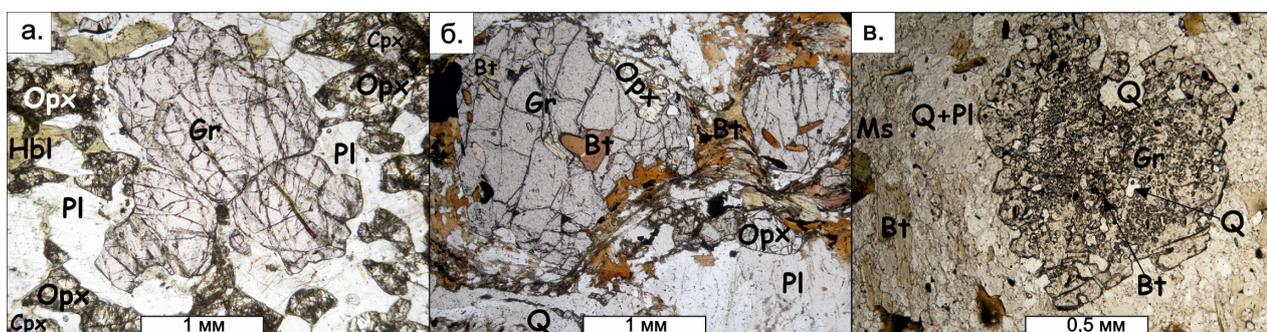


Рис. 1. Оптические фотографии в параллельных николях: а – массивный метабазитовый Gr-Px-Hbl-Pl гранофельс, вокруг порфиробласта Gr развивается Pl+Orx, в Orx прослеживаются реликты Crx; б – метаосадочный среднезернистый Orx-Gr-Bt гнейс: порфиробласты Gr с включениями биотита, окруженные лейстами Bt и зернами Orx в Q-Pl основной массе; в – метаосадочный мелкозернистый Ms-Gr-Bt-Hbl гнейс с порфиробластом Gr, содержащим множество включений Q и Bt, в Ms-Bt-Hbl-Pl-Q основной массе.

Для эндербитов из северо-восточной части мегаблока использовались классические геотермометры Bt-Orx (Sengupta, 1990) и Crx-Orx (Brey&Kohler, 1990), которые показали температуры гранулитовой фации (780 °С и 715 °С соответственно).

Возраста пород ОММП разного состава, включая ТТГ-гнейсы, метариолиты и метагабронорит, по результатам U-Pb датирования циркона лежат в интервале 1.97–2.02 млрд лет (Самсонов и др., 2020). Возраст метаморфизма глубинных пород ОММП (из Воротиловской скважины) предполагается равным возрасту палеопротерозойского орогенеза.

Исследованные образцы ОММП Px-Hbl-сланец (В-4956) с крупными пойкилобластами Orx, и мелко-среднезернистый Crx-Hbl-плагигнейс (В-5338) показали следующие параметры: сенсор Crx-Orx: $T = 770\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ кб, сенсор Hbl-Pl (в присутствии Qtz): $T = 750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ кб, что соответствует границе амфиболитовой и гранулитовой фации (Павлова, 2020).

Вятский метаосадочный пояс, который рассматривается как внутрикратонный прогиб (Vogdanova et al, 2016), по геофизическим и геохимическим характеристикам можно разделить на центральную и краевую (примыкающую к Токмовскому мегаблоку) части.

Внешняя часть пояса (южная и западная части) сложена также метаосадками унийской толщи (Orx-Gr-Bt (\pm Sil) гнейсы), интродуцированными разнообразными породами (гранитоидами, в т.ч. чарнокитового ряда, и анортозитами) более молодого комплекса, который условно назван Воротиловским, т.к. имеет один с ним возраст 1.98–2.02 млрд лет.

Среднезернистые Orx-Grt-Bt метаосадочные гнейсы (рис. 1-б) унийской толщи, вскрытые скважиной Аркуль в пределах краевой части Вятского пояса содержат порфиробласты граната до 3 мм в диаметре Prp-Alm ряда cGrs до 5 % ($X_{Mg/(Mg+Ca+Fe^{2+})}=0.39-0.42$) с включениями биотита, окруженные зернами Orx и лейстами Bt, обволакивающими порфиробласты Gr по периметру. Эти породы показали по Gr-Orx сенсору: (Lavrentieva et al., 1990; Harley, 1984 и др.) $T \sim 720$ °C и $P \sim 10$ кб, по Gr-Bt сенсору (различных авторов, в т.ч. Перчук Л.Л., 1989): T пиковых условий – 648°C (центральные части граната и включения биотита в центре гранатов), видимых условий регрессивного этапа (краевые части зерен) – 606°C, а по рассчитанному полю стабильности в Perplex (система NCKFMASH, база данных hp11ver.dat, H₂O и SiO₂ в избытке, модели твердых р-р: Gt(WPH), Orx(HP), Pl(JH), Bio(WPH)), учитывающему изоплеты магнезиальности Gr ($Mg\# \sim 0.28-0.31$), Orx ($Mg\# \sim 0.56-0.59$) и Bt ($Mg\# \sim 0.63-0.7$) – $T \sim 640-660$ °C, $P \sim 8.3-8.5$ kb (амфиболитовая фация). Среднезернистый Gr-Bt гнейс из скв. Шестаки к северу от скв. Аркуль с крупными порфиробластами Gr до 2 мм ряда Prp-Alm (до 60 % Alm) по Gr-Bt сенсору (различных авторов, см. выше) показал T в центральных и краевых частях зерен – 736 и 645 °C соответственно.

В центральной части пояса сосредоточены метаосадки унийской толщи (Sil-Gr-Bt гнейсы, Ms-Gr-Hbl-Bt сланцы, Bt-сланцы) датированные U-Pb методом по циркону (2.08–2.1 млрд лет) и гранитоиды талицкого комплекса, датированные тем же методом (2.05–2.09 млрд лет). Ms-Gr-Bt (\pm Hbl, Sill) сланцы унийской толщи в этой части пояса мелкозернистые и содержат гранаты до 1 мм, в основном с включениями основной массы или вообще ксеноморфных очертаний, при чем достаточно высокожелезистые (от 56 до 77 % Alm), а вот другие компоненты в них варьируют, порой включая до 15–18 % Sps и Grs, тем самым уменьшая долю Prp (в среднем 10–12 %) и показывают еще более низкие параметры метаморфизма. Например, Ms-Gr-Bt-Hbl (\pm Orx) сланцы (рис. 1-в), вскрытые скважиной Уни-3, показывают 615 и 580 °C (Gr-Bt сенсор) для пиковых и регрессивных условий метаморфизма, соответственно. В ходе микрозондовых исследований в них были обнаружены редкие зерна Orx, развивающиеся по Hbl. По рассчитанному полям стабильности в Perplex (условия аналогично породам скв. Аркуль, дополнительно модель Amph(DHP)) учитывающим изоплеты магнезиальности Gr ($Mg\# \sim 0.07-0.09$), Bt ($Mg\# \sim 0.28-0.46$) и Orx ($Mg\# \sim 0.56-0.59$) – предел условий для этих пород – $T \sim 550$ °C, $P \sim 6.5$ kb (эпидот-амфиболитовая фация по Spear, 1993). В мелкозернистом Sill-Gr-Bt сланце (с высокожелезистым Gr до 70 % Alm) из соседней скв. Уни-50 температура по Grt-Bt сенсорам оценивается в 590 °C. Мелкозернистый Hbl-Bt-гнейс из скв. Колобово также в центральной части пояса оценивается по геотермометру T_i в Bt для метапелитов (Henry et al., 2005), полученная температура – 660 °C.

Выводы. Максимальные значения параметров метаморфизма пород севера Токмовского архейского мегаблока (P 10–11 кбар, $T = 720-810$ °C) отвечают этапу гранулитовой фации. Наиболее низкие оценки параметров метаморфизма в этих породах отвечают амфиболитовой фации (5–7 кб, 680 °C). Однородность гранатов, отсутствие включений и осцилляторной зональности, сильное понижение давления на фоне плавного понижения температуры свидетельствуют об одноэтапности метаморфизма и о том, что он осуществлялся по "алданскому" типу – подъем с охлаждением по крутой архейской геотерме. Примерами такого рода эволюционировавшей докембрийской континентальной коры являются канский и шарыжалгайский гранулитовые комплексы (Ножкин и др., 1993).

Палеопротерозойские магматические комплексы ОММП, образовавшиеся в обстановке активной окраины, претерпели тектоническую переработку и метаморфизм в условиях



амфиболитовой фации (до 770 °С и 7 кб) во время присоединения Фенноскандии к Волго-Уралии (Samsonov et al., 2018). Для палеопротерозойских пород Вятского пояса устанавливается зональный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой фации (до 660 °С и 6 кб) в его центральной части до амфиболитовой фации (до 736 °С и 8,5 кб) в зоне сочленения этого пояса с архейскими комплексами Токмовского мегаблока. Устанавливаемый для изученных палеопротерозойских складчатых поясов метаморфизм высоких температур и умеренных давлений (НТ/ЛР) характерен для многих складчатых поясов от архейского до кайнозойского возраста и обычно связан с растяжением коры увеличенной мощности, образовавшейся в результате предшествующей коллизии (Millonig et al., 2010 и др.). Для проявления НТ/ЛР метаморфизма необходимо резкое увеличение термального градиента в средней и верхней коре (обычно >30°С/км). В большинстве случаев метаморфизм НТ/ЛР типа сопровождается коровыманатексисом и выплавлением значительных объемов гранитоидных магм, что и наблюдается в Вятском поясе в каждой из его зон и в разрезе ОММП, вскрытого Воротиловской скважиной. Детально изученной областью проявления НТ/ЛР метаморфизма является Воронцовский террейн, входящий в состав Волго-Донского пояса в западном обрамлении Волго-Уралии. Здесь метаосадочные породы воронцовской серии представляют собой мощную флишеидную толщу, претерпевшую зональный НТ/ЛР метаморфизм с пиковыми параметрами 750 °С и 4–5 кбар (Савко и др., 2015).

Таким образом, Токмовский мегаблок представляет фрагмент архейской коры, который сохранил архейскую метаморфическую историю. Обрамляющие его палеопротерозойские пояса испытали метаморфизм НТ/ЛР-типа, что характерно для коллизионных орогенов.

Литература:

- Аранович Л. Я., Косякова Н. А. Гранат-ортопироксеновый геотермометр: термодинамика и применение // *Геохимия*. 1987. Т. 10. С. 1363–1367.
- Ножкин АД., Туркина О.М. Геохимия гранулитовканского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: РАН, Сиб. отд-ние; Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. 1993.
- Павлова Т.А. Метаморфизм раннедокембрийских комплексов в зоне сочленения Токмовского мегаблока и палеопротерозойского Осницко-Микашевического вулканоплутонического пояса, Восточно-Европейский кратон // *Труды к 90-летию ИГЕМ РАН*. Москва. 2020. с. 405–408.
- Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // *Геохимия*. 1989. №5. С.611–622.
- Савко К., Самсонов А., Сальникова Е., Котов А., Базиков Н. НТ/ЛР метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // *Петрология*. 2015.Т. 23. № 6.С. 607–623
- Самсонов А.В., Богданова С.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Ларионов А.Н., Застрожна О.И., Кузьмин А.Н. Главные этапы формирования архейской коры Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: геохронологические и изотопно-геохимические данные // *Материалы LI Тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов»*. Москва. GEOS. 29.01-02.02.2019. Т. 2. С. 220–224.
- Самсонов А.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. Осницко-Микашевичско-Московский магматический пояс: ключ к расшифровке тектонической истории Восточно-Европейского кратона в палеопротерозое // *Материалы LII Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики»*. Москва. GEOS. 28.01-01.02.2020. Т. 2. С. 277–280.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. 2016. P. 1–18.
- Bogdanova S., Belousova E., De Waele B., Larionov A., Piazzolo S., Postnikova A., Samsonov A. Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: Rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia // *Precambrian Research*. V. 360. 2021. 106–224.
- Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in 4-phase lherzolites. 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. 31, 1353–1378.



Burg J.P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // *Journal of Metamorphic Geology*. 2005. V. 23. P. 75–95.

Connolly, J. A. D. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics // *American Journal of Science*. 1990. V. 290. P. 666–718.

Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // *Journal of Petrology*. 1984. v. 25 (3). p. 665–696.

Henry D. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *American Mineralogist*. 2005. V. 90. 2-3. P. 316–328.

Lavrentieva I.L., Perchuk L.L. Orthopyroxene-garnet geothermometer: experiment and theoretical processing of database // *Doklady Akademii Nauk SSSR*. 1990. v. 310 (1). p. 179–182

Millonig L., Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Barton J.M. Decompressional Heating of the Mahalapye Complex (Limpopo Belt, Botswana): a Response to Palaeoproterozoic Magmatic Underplating // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. № 3. P. 703–729.

Savko K., Samsonov A., Larionov A., Chervyakovskaya M., Korisha E., Larionova Yu., Bazikov N., Tsybulyaev S. A buried Paleoproterozoic core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // *Precambrian Research*. 2021. V. 353. 106021.

Samsonov A.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Spiridonov V.A., Larionova Yu.O., Larionov A.N. Paleoproterozoic Osnitsk–Mikashovich–Moscow Igneous Belt (OMMB): new geochronology and petrology data for the Russian segment and tectonic implication // Abstract for the 33rd Nordic Geological Winter Meeting. Denmark. 2018. P. 54–55

Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P. K. and Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // *I. metamorphic Geol.* 1990. №8. P. 191–197.

Spear, F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America*. 1993. 799 p.

СОСТАВ И СВОЙСТВА УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД В ЗОНЕ КОНТАКТОВОГО ЭПИГЕНЕЗА (ЗАЖОГИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, КАРЕЛИЯ)

Первунина А.В., Мясникова О.В.

*Институт геологии ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, aelita@krc.karelia.ru,
okmyasn@krc.karelia.ru*

В юго-восточной части Фенноскандинавского щита углеродсодержащие (шунгитсодержащие) вулканогенно-осадочные породы преимущественно развиты в пределах Онежской палеопротерозойской структуры в составе людиковийского (1920–2100 млн лет) и калевийского (1800–1920 млн лет) надгоризонтов (Онежская..., 2011). Породы с повышенным содержанием органического вещества (ОВ) приурочены к верхней части заонежской свиты (мощность от 300 до 200 м) людиковийского надгоризонта. В этой части разреза на разных стратиграфических уровнях установлены шесть горизонтов углеродсодержащих пород, мощностью от 5 до 20 м, выявлены пирокластические и лавовые образования, а также силлы долеритов мощностью от 20 до 80 м.

В пределах Максовской залежи Зажогинского месторождения развиты сапробитумолиты – органокремнистые породы с высоким содержанием ОВ ($C_{св}$ 35–45 %).

Месторождение представляет собой антиклинальную складку, сформировавшуюся по шестому горизонту углеродсодержащих пород. Складка вытянута в северо-западном направлении, частично срезана эрозией. Особенностью геологического строения месторождения являются не выдержанные по мощности силлы долеритов, внедрившиеся между шестым и седьмым горизонтами углеродсодержащих пород. Центральная часть силлов сложена крупно-среднезернистыми разновидностями долеритов, подошва –



мелкозернистыми. В верхнем эндоконтакте долериты приобретают миндалекаменную структуру.

В плане Максовская залежь имеет эллипсоидальную форму с размерами 500×700 м и максимальной мощностью 120 м. Тело залежи сложено слоистыми, массивными и брекчированными разновидностями сапробитумолитов. На уровне эрозионного среза преобладают брекчированные разновидности (около 54 % объема залежи). Степень брекчированности увеличивается к верхним и периферийным частям залежи. В составе пород – ОВ в форме свободного углерода, серицит, кварц, в подчиненном количестве встречаются калиевый полевой шпат, хлорит и тонкая вкрапленность сульфидов, чаще пирита. В северо-западной части месторождения развиты карбонат-слюдистые метасоматиты по сапробитумолитам.

Породы преобразованы в зеленосланцевой фации метаморфизма.

В области внедрения долеритов в сапробитумолитах развиты приконтактные изменения, обусловленные длительно функционирующими источниками тепла интрузивных тел (Иванов и др., 2000). Выраженные изменения углеродсодержащих пород по всей поверхности верхнего и нижнего контакта позволяют установить степень преобразования ОВ. Нижний контакт долеритов с вмещающими породами обнажен на небольшом участке месторождения. Поверхность контакта неровная, с тонким (1–3 см) слоем сажистого сапробитумолита. Залегание плоскости контакта на коротком интервале меняется от субгоризонтального до субвертикального. На контакте долериты разбиты многочисленными трещинами, заполненными сапробитумолитами с мелкими обособлениями антраксолита. В сапробитумолитах иногда встречаются миндалевидные зональные выделения, заполненные кварцем и антраксолитом. Активная деструкция ОВ в условиях повышенных температур приводила к образованию газообразных и жидких углеводородов, склонных к полимеризации и неспособных к дальней миграции. Поэтому в составе углеродсодержащих пород месторождения всегда присутствует антраксолит. ОВ заполняло трещины и межзерновое пространство в результате снижения вязкости протопороды под влиянием прогрева внедряющейся магмы и локального повышенного давления за счет быстрого катагенеза ОВ.

Исследование экзоконтакта *in situ* позволило установить зону коксования сапробитумолитов мощностью до 2,5 м, состоящую из двух частей. В пределах одной, непосредственно примыкающей к экзоконтакту, присутствуют рыхлые породы с кавернозной текстурой, местами рассланцованные, с зеркалами скольжения, по которым развиты пленки ОВ. Иногда здесь присутствуют фрагменты сапробитумолитов с призматической («карандашной») отдельностью (размер призм 1×3 см), ориентированной перпендикулярно контакту. Выше интервала рыхлых и мелкопризматических разновидностей зоны экзоконтакта сапробитумолиты имеют характерную столбчатую отдельность в виде удлиненных призм 10–15 см, иногда до 20 см, с поперечным сечением 0,5–4 см, также ориентированных перпендикулярно контакту. Призмы отделены друг от друга трещинами, по поверхности которых развиваются пленки ОВ и пирита. Цвет пород в зоне экзоконтакта стально-серый с матовым тусклым блеском. Местами встречаются мелкие призмы, которые иногда смяты, собраны в сноповидные агрегаты или хаотично ориентированы относительно линии контакта. Выше зоны коксования располагаются брекчированные сапробитумолиты. По мере удаления от контакта признаки термального воздействия силла в углеродсодержащих породах обнаруживаются лишь на микроскопическом уровне.

Структурно-текстурные особенности и состав углеродсодержащих пород из зоны верхнего экзоконтакта субпластовой части силла широко варьируют.

Исследование пород экзоконтакта с применением электронного сканирующего микроскопа выявило: сапробитумолиты состоят из свободного углерода (до 45 %), кварца и серицита (до 25 %), присутствуют биотит, хлориты, пирит, рутил, фторапатит, иногда калиевый полевошпат. Сапробитумолиты с крупнопризматической отдельностью имеют колломорфную и флюидальную структуры. Сапробитумолиты с призматической отдельностью имеют сильно развитую систему микропор. Содержание свободного углерода в них снижается до 10 %, увеличивается содержание кварца и серицита, наблюдаются кварц-серицитовые прожилки с рудной минерализацией.

В таблице 1 представлен химический состав пород из зоны верхнего экзоконтакта, массивных и брекчированных разновидностей сапробитумолитов.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) сапробитумолитов Максовской залежи

| Окислы | Зона верхнего экзоконтакта | | Массивные породы | Брекчированные породы |
|--------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|------------------|-----------------------|
| | Мелкопризматическая отдельность | Крупнопризматическая отдельность | | |
| SiO ₂ | 39,38 | 44,50 | 54,70 | 59,80 |
| TiO ₂ | 0,31 | 0,23 | 0,25 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 5,03 | 5,90 | 3,50 | 5,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,85 | 3,88 | 2,72 | 1,42 |
| FeO | 0,71 | 1,07 | 1,25 | 0,70 |
| MnO | 0,008 | 0,026 | 0,008 | 0,008 |
| MgO | 1,24 | 1,30 | 0,60 | 0,34 |
| CaO | 0,21 | 0,24 | 0,21 | 0,24 |
| Na ₂ O | 0,07 | 0,13 | 0,06 | 0,08 |
| K ₂ O | 1,11 | 0,98 | 0,74 | 0,95 |
| H ₂ O | 0,29 | 0,58 | 0,18 | 0,05 |
| п.п.п. | 50,25 | 40,80 | 35,40 | 30,70 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,20 | 0,19 | 0,12 |
| Cr ₂ O ₃ | <0,01 | <0,01 | 0,012 | 0,010 |
| V ₂ O ₅ | 0,054 | 0,050 | 0,041 | 0,054 |
| SO ₃ | 0,17 | 0,09 | 0,027 | 0,27 |
| Сумма | 99,98 | 99,97 | 99,88 | 99,96 |
| S _в | 0,38 | 0,11 | 2,32 | 1,46 |

В массивных и брекчированных породах сумма C_{св} и SiO₂ обычно близка к 85 %; Al₂O₃ – 3,5–5 % (серицит); Fe₂O₃ – 1,40–2,70 % (хлорит); S – 1,4–2,3 % (пирит); 1–2 % приходится на K₂O, CaO, MgO и 1–2 % – прочие элементы. Анализ петрохимического состава пород из зоны верхнего экзоконтакта, массивных и брекчированных разновидностей сапробитумолитов выявил следующие особенности: в брекчированных породах по сравнению с массивными уменьшается содержание железа и летучих компонентов C, P (P₂O₅), при этом увеличивается содержание SiO₂. В породах из зоны экзоконтакта возрастает содержание Al₂O₃, MgO и летучих компонентов, снижается содержание SiO₂ по сравнению с массивными разновидностями.

Изучение петрофизических свойств углеродсодержащих пород месторождения выявило, что в зоне экзоконтакта наблюдается снижение плотности (2,15–2,22 г/см³) за счет наличия пустот и пор, незаполненных минеральным веществом по сравнению с массивными (2,32 г/см³) и брекчированными (2,40 г/см³) разновидностями. При этом породы экзоконтактовой зоны с крупнопризматической отдельностью характеризуются более плотной структурой (2,22 г/см³) и высокими значениями предела прочности при одноосном сжатии (σ_{сух.} 99 МПа)



по сравнению с породами мелкопризматической отдельности ($\sigma_{\text{сук.}}$ 54 МПа). В крупных призмах отдельности выявлена анизотропия прочности (коэффициент анизотропии 46 %), обусловленная структурной неоднородностью вещества.

Проведенные исследования показали, что в результате внедрения интрузий долеритов в углеродсодержащие породы Максовского месторождения в зоне экзоконтакта возникли термальные условия, которые способствовали изменению структурно-текстурных свойств и петрофизических характеристик пород. Этот фактор необходимо учитывать при эксплуатации месторождения.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания ИГ КарНЦ РАН.

Исследования выполнены на научном оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра «Карельский научный центр Российской академии наук».

Литература:

Иванов Ю.А., Мясникова И.П. Новые аспекты перспектив нефтегазоносности северных районов Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2000. № 3. URL: <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/2000/03/Stat/stat04.html>

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

НАПРАВЛЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ СОВМЕСТНЫХ РОССИЙСКО-МОНГОЛЬСКИХ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИГХ СО РАН ЗА ПОСЛЕДНИЕ 15 ЛЕТ

***Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Горнова М.А.,
Перетяжко И.С., Скузоватов С.Ю.***

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

Монгольская республика является уникальной территорией для решения многих вопросов, связанных с расшифровкой фанерозойской истории геологического развития Центральной Азии, в том числе истории зарождения и закрытия палеоокеанических бассейнов, формирования складчатых поясов, рифтовых зон, ареалов внутриплитного гранитоидного магматизма, внутриплитного и надсубдукционного вулканизма, редкометалльных гранитоидных, щелочных и карбонатитовых комплексов пород. К различным геологическим структурам Монголии приурочены многочисленные месторождения и рудопроявления цветных, редких и благородных металлов, месторождения нерудного сырья.

Начиная с середины 60-х годов прошлого века, в изучении геологического строения, геохимической типизации и минералогии магматических и метаморфических комплексов пород, в поисках и исследованиях рудных месторождений Монголии принимает участие Институт геохимии им. А.П. Виноградова АН СССР (СО РАН). Совместно с монгольскими коллегами, в начале с 1967 по 1991 года в составе Советско-Монгольской комплексной геологической экспедиции, а затем с 2006 года при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Монгольского научного фонда исследования проводились по целому ряду актуальных научных направлений. С непосредственным участием монгольских коллег из Геологического института Монгольской академии наук, Монгольского университета науки и технологий (О. Гэрэл, Д. Бат-Ульзий), а также Центральной геологической лаборатории Монгольской геологической службы под



руководством ведущих российских исследователей изучались офиолитовые комплексы (академики М.И. Кузьмина и О. Томуртоого), редкометалльные гранитные интрузивные массивы (академик В.И. Коваленко, доктора В.С. Антипин, Очир Гэрэл, Д. Одгэрэл, Д. Бат-Ульзий), карбонатитовые комплексы (доктор В.С. Самойлов), щелочные магматические ассоциации (доктор Н.В. Владыкин), кайнозойский вулканизм (академик М.И. Кузьмин, доктор А.Б. Перепелов).

Всего с 2006 года и по настоящее время при поддержке РФФИ выполнено более 10 научных проектов, основанных на материалах полученных вместе с монгольскими коллегами. Среди них следует отметить такие проекты, как:

- (2008) Редкометалльный гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса: этапы развития, источники расплавов, процессы флюидно-магматической дифференциации и рудного концентрирования (А.Б. Перепелов);
- (2012) Геохимические особенности и условия формирования метабазитов из высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия (В.А. Беляев);
- (2013) Эпохи, обстановки и источники внутриплитного магматизма в фанерозойской истории Сибири и ее складчатого обрамления (академик М.И. Кузьмин);
- (2013) Взаимодействие реститовых перидотитов с расплавами в мантии и земной коре (М.А. Горнова);
- (2016) Кайнозойский вулканизм Северной Монголии – источники и условия происхождения щелочно-базальтовых магм на инициальных и терминальных стадиях развития процессов плюм-литосферного взаимодействия (академик М.И. Кузьмин);
- (2016) Химическая геодинамика в палеозонах субдукции Юго-Западной Монголии (академик В.С. Шацкий В.С.);
- (2018) Роль вещества океанической литосферы и карбонатизированной мантии в происхождении щелочно-базальтовых магм позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии (академик М.И. Кузьмин);
- (2020) Редкометалльно-гранитный магматизм Монголии: геодинамическое положение в разновозрастных ареалах, геохимия, модель петрогенезиса и критерии рудоносности гранитов (доктор В.С. Антипин).

Кроме того, совместно с монгольскими коллегами выполнялись и продолжают выполняться проекты, поддержанные Фондом Президента РФ и Российским научным фондом:

- (2018) Геохимия субдукционного метаморфизма высокобарических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса (на примере комплекса Алаг-Хадны юго-западной Монголии» (С.Ю. Скузоватов);
- (2021) РФФИ Изотопно-геохимические эффекты высокобарического метаморфизма (С.Ю. Скузоватов).

Следует отметить также проведение в 2006–2018 годах учеными ИГХ СО РАН исследований на территории Монголии, которые касались экологических направлений. Они проводились на договорной основе и дали возможность разработать карты экологической нагрузки города Улан-Батор (доктора И.Е. Васильева, Е.В. Шабанова), а также установить источники и особенности распространения на территории Монголии Стойких органических загрязнителей (Е.Н. Тарасова, Е.А. Мамонтова, А.А. Мамонтов).

В период с 1967 года и по начало девяностых годов прошлого века совместные работы сотрудников ИГХ с монгольскими учеными и другими научными организациями России носили региональный характер и привели к открытию ряда месторождений и рудопроявлений, новых минералов и типов пород, составлению карт геологического строения Центральной, Западной и Южной Монголии. При этом в последние 15 лет проекты иркутских геохимиков и монгольских коллег касались, прежде всего, более углубленных минералого-геохимических исследований на конкретных геологических объектах Монголии.



При изучении надсубдукционных перидотитов ряда офиолитовых комплексов Центральной и Северной Монголии показаны процессы формирования изотопно-геохимической неоднородности мантии под воздействием надсубдукционных бонинитовых расплавов. Исследования раннепалеозойских эклогитовых комплексов Монголии дали сведения о развитии здесь процессов субдукции континентальной коры. Изучение позднекайнозойского внутриплитного базальтоидного вулканизма Северной Монголии привело к установлению связи базальтоидных магм с эклогитовым источником субдуцированной в геологическом прошлом океанической коры. Изучение редкометалльных гранитоидных комплексов пород Центральной и Северной Монголии показало их связь с процессами плюмового магмогенеза и участие в формировании обогащенных Li, F, Rb, W гранитных магм гранулитового субстрата нижней коры. Проведены исследования разновозрастных пегматитовых систем Центральной и Южной Монголии (В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко). Важным достижением явилось также обнаружение уникальных пирометаморфических комплексов пород в Южной Монголии, на основе данных по которым удалось доказать возможность плавления карбонатов в низкобарических условиях (И.С. Перетяжко, Е.А. Савина).

Большое значение в развитии совместных с монгольскими учеными исследований оказали целый ряд проведенных с 2006 по 2018 года в г. Улан-Батор и г. Иркутске научных совещаний и семинаров.

Ряд сотрудников Института геохимии в связи с юбилейными мероприятиями и за успехи в развитии совместных исследований в Монголии были награждены орденами и почетными знаками Правительства Монголии. Академик М.И. Кузьмин стал иностранным членом Академии наук Монголии.

Ежегодно, начиная с 2006 года, после перерыва в проведении совместных исследований в девяностых годах прошлого века, от двух до четырех экспедиционных отрядов Института геохимии выезжают в Монголию и продолжают работы по грантам РФФИ или на основе договорных взаимоотношений. Последние два года из-за пандемии работа экспедиций была приостановлена, но научные контакты и подготовка совместных научных публикаций продолжаются. Только за последние 5 лет было в высокорейтинговых научных журналах опубликовано более 20 статей сотрудников ИГХ СО РАН с участием монгольских коллег.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284 - 2021-0007) и при финансовой поддержке РФФИ (гранты 18-55-91049-Mong_оми, 19-05-00172 и 20-55-44002 Монг_а).

МЕТАСОМАТОЗ ПЕРИДОТИТОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПОД ГАЙОТОМ ГОВОРОВА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)

Перетяжко И.С.¹, Савина Е.А.¹, Юдин Д.С.², Пуляева И.А.³

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

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

³АО «Южморгеология», Геленджик, Россия

Магеллановы Горы (МГ) образуют протяженную дугообразную цепь С-З простирания длиной около 1100 км и шириной до 400 км, которая между 10 и 18° С.Ш., 150 и 160° В.Д. разделяет Восточно-Марианскую абиссальную равнину на впадины Сайпан и Пигафетта (рис. 1). На северо-западе МГ граничат с подводными горами и гайотами поднятия Маркус-Уэйк, на юго-востоке и востоке с Большими Каролинскими и Маршалловыми островами, а на западе с Марианской системой глубоководных желобов. Магеллановы Горы давно привлекают внимание исследователей как модельный объект изучения внутриплитного

вулканизма, проявленного на самом древнем в современном мировом океане С-З сегменте Тихоокеанской Плиты. В настоящей работе представлены данные изучения Тi-амфибол-содержащих мантийных (ксенолитов, ксенокристов) и вулканических пород, отобранных на гайоте Говорова в рейсах НИС “Геленджик” 2016-2017 гг. (АО “Южморгеология”).

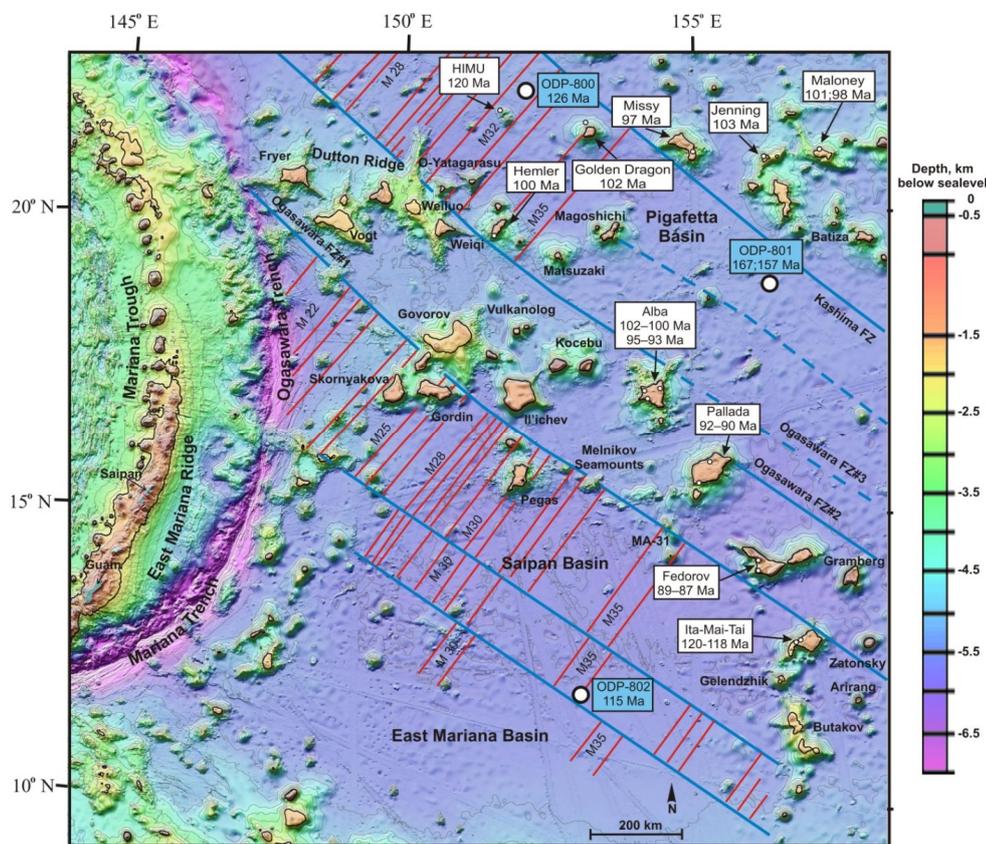


Рис. 1. Батиметрическая карта района Магеллановых Гор. Построена в программе Google Earth Pro V7.3.3.7786, используя файл topo_srtm_15.kml (<http://topex.ucsd.edu/kml/>). Названия гайотов и подводных гор по <https://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/>. ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки пород гайотов по (Koppers et al., 2003), ODP скважин по (Pringle, 1992; Floyd and Castillo, 1992).

При драгировании С-В склона гайота Говорова были впервые обнаружены пикробазальты с ксенолитами Тi-амфибол-шпинелевого и шпинелевого верлита, ксенокристами Тi-амфибола, клинопироксена и сростками этих минералов (фрагменты размером до 1–2 см перидотитов и мантийных метасоматических жил). В минералах ксенолитов верлита (оливине, замещенном агрегатом иддингсита, клинопироксене, хром-диопсиде) и в ксенокристах клинопироксена встречаются включения Тi-флогопита (18–19 мас. % MgO) и пикроильменита с концентрацией MgO до 10 мас. %. Клинопироксен из ксенолитов и ксенокристов часто имеет области распада с блочными выделениями и ламелями Тi-амфибола + ламели хромистой шпинели и ортопироксена. На значительной площади С-В склона гайота также встречаются вулканы, содержащие породообразующий Тi-амфибол в фенокристах и микролитах (рис. 2).

Определен ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст амфибол-содержащих пород – андезитобазальта 124.3 ± 2 млн лет и трахибазальтов $107.6 \pm 2, 107.8 \pm 2$ млн лет. Состав Тi-амфибола закономерно изменяется от обогащенного Тi-паргасита–Mg-гастингсита в ксенолитах верлита и мантийных ксенокристах до Mg-гастингсита – керсутита (смеси минералов ферри-керсутита, ферро-ферри-керсутита и ферро-керсутита) в базальтоидных породах.

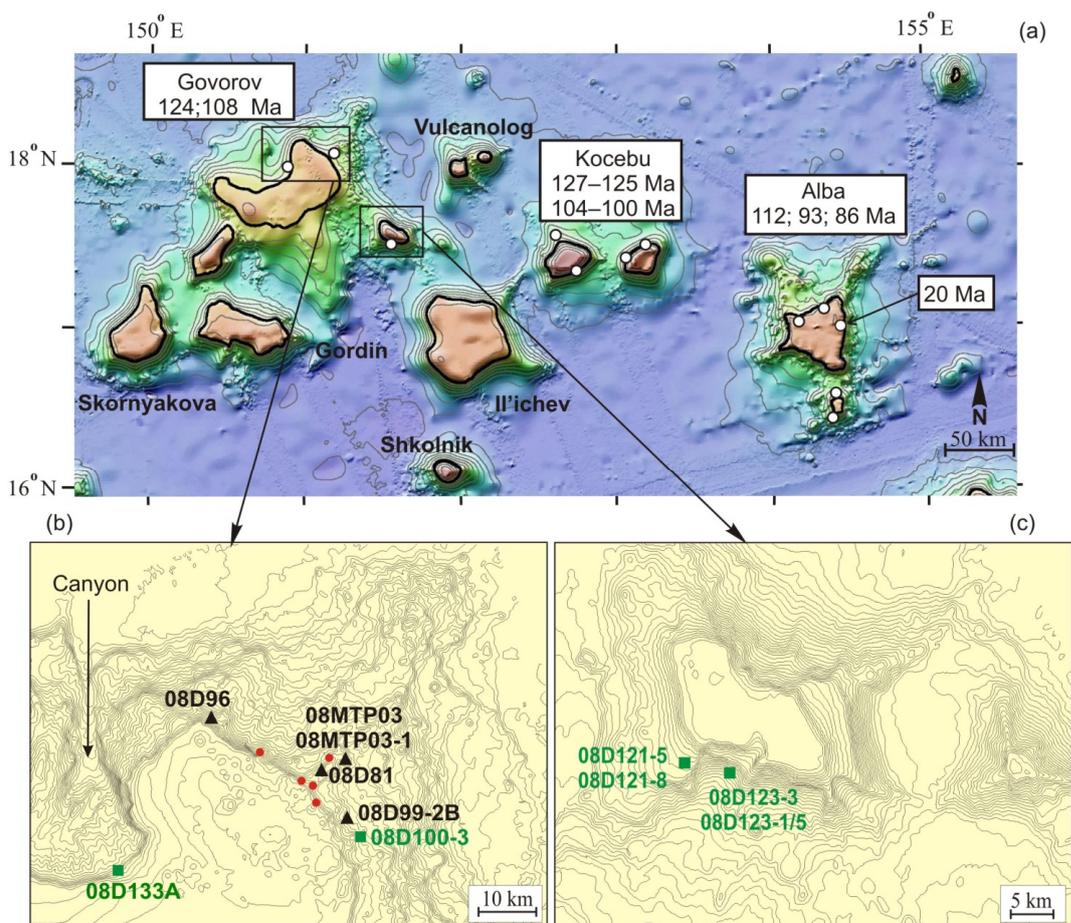


Рис. 2. Батиметрическая карта района гайотов Говорова, Коцебу и Альба (а), детализации фрагментов основного массива гайота Говорова (б) и его Ю-В сателлита (с). Положение точек опробования (белые кружки) и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки пород по нашим данным. На картах (б) и (с) показаны точки отбора образцов: черные и красные знаки, номера образцов – амфибол-содержащие породы, зеленые – породы с ксенокристами Тi-амфибола. 08Д100-3 – пикробазальт с ксенолитами верлита и мантийными ксенокристами.

Методом (Ridolfi, Renzulli, 2012) рассчитаны параметры образования Тi-амфибола. Паргаситовый Тi-амфибол в верлите кристаллизовался при максимальных T - P параметрах (> 1130 °С, 1.9 ГПа) на глубине 60–50 км из мафических расплавов, содержащих 4.7–5.8 мас. % H_2O . Формирование метасоматических жил (сростков крупных зерен Тi-амфибола и клинопироксена) происходило на глубине < 50 км из обогащенных водой (до 7.6 мас. %) расплавов. В расплавах, исходных для базальтоидных пород, фенокristы Тi-амфибола, содержащие > 40 % минала Mg-гастингсита, кристаллизовались при 1070–950 °С, 1.2–0.5 ГПа (40–15 км). Образование микролитов (содержат < 40 % минала Mg-гастингсита) относительно фенокristов происходило при более высокой температуре. Снижение давления при подъеме магмы приводило к уменьшению концентрации H_2O в базальтоидных расплавах от 8.7 до 1.3 мас. %. Кристаллизация зональных фенокristов Тi-амфибола и клинопироксена с чередующимися зонами роста и разным соотношением Mg/Fe происходила при локальных вариациях температуры на 50–70 °С, которые могли быть вызваны как смешением магм, так и адиабатическим эффектом из-за образования магмогазовой смеси при подъеме и дегазации обогащенных водой расплавов. В промежуточных магматических камерах, расположенных на уровне океанической коры (7–3 км), при снижении давления от 70 до 10 МПа и увеличении температуры от 1060 до 1120 °С



ксенокристы Ti-амфибола последовательно замещались на Ti-магнетит–клинопироксен–плагиоклазовую и рёнит–содержащую минеральные ассоциации.

Предполагается, что на глубинах < 60 км через перидотиты (лерцолиты-гарцбургиты) океанической литосферы, подстилающей гайот Говорова, просачивались силикатные мафические расплавы с высоким содержанием воды в условиях очень высокой степени окисления ($\Delta NNO \geq +3$). При этом взаимодействии произошло полное замещение ортопироксена на клинопироксен+оливин и образовался верлит. Дальнейший метасоматоз на разных уровнях литосферы привел к кристаллизации паргаситового Ti-амфибола и Ti-флогопита в верлите и формированию Ti-амфибол –клинопироксеновых мантийных жил. Источниками обогащенных летучими компонентами метасоматических агентов (мафических силикатных расплавов и/или флюидов) и теплового потока, воздействующих на океаническую литосферу и приводящих к ее частичному плавлению, могли быть как Южно-Тихоокеанский суперплюм (Southern Pacific Superplume по Koppers et al., 2003), так и LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary). Метасоматические преобразования океанической литосферы под гайотом Говорова не связаны с субдукцией Тихоокеанской Плиты.

Представления о постоянно протекающих процессах метасоматоза литосферы при перемещении океанических плит относительно спрединговых хребтов являются основой модели образования ОИВ согласно (Niu, Ohara, 2003). Наши исследования мантийных пород подтверждают эту модель. Находки паргаситового Ti-амфибола и Ti-флогопита в ксенолитах верлита и в мантийных ксенокристаллах однозначно свидетельствуют о значительных преобразованиях перидотитов, подстилающих гайот Говорова. Анализ геохронологических данных по вулканическим породам МГ (рис. 1, 2) показывает, что многократная активизация внутрислитного вулканизма на гайотах МГ может объясняться как плюмовой (hotspots), так и альтернативными геодинамическими тектоническими моделям, например, глубинными разломами литосферы от уровня астеносферы и LAB, по которым происходили извержения в “petit-spot” вулканах, расположенных на гайотах.

Для СЭМ ЭДС изучения вулканических пород использовалось оборудование Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература:

Floyd P.A., Castillo P.R. 1992. Geochemistry and petrogenesis of Jurassic ocean crust basalts, site 801 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 129. P. 361–388. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.129.129.1992>

Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans. J.R. 2003. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geoch. Geoph. Geosys. 4(10), 1–49. <https://doi.org/10.1029/2003GC000533>

Niu Y., O'Hara M.J. 2003. The origin of ocean island basalts (OIB): a new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. // J. Geophys. Res. 108.19 pp. <https://doi.org/10.1029/2002JB002048>

Pringle M.S. 1992. Radiometric ages of basaltic basement recovered at sites 800, 801, and 802, Leg 129, Western Pacific Ocean// Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 129. P. 389–404.

Ridolfi F., Renzulli, A. 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa. // Contrib. Mineral. Petrol. 16. P. 877–895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>



РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖАЙРЕМСКОГО РУДНОГО УЗЛА, КАЗАХСТАН

Перова Е.Н., Верещагин О.С., Брусницын А.И., Кисельников Ю., Бессмертный К.Н.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
perova_uni@rambler.ru

Жайремский рудный узел относится к уникальным геологическим образованиям, где совместно локализованы стратиформные залежи свинцово-цинковых и железо-марганцевых руд. Месторождение Жомарт разрабатывалось на железо-марганцевые руды, в карьере месторождения Ушкатын III вскрыты как железо-марганцевые так и свинцово-цинковые руды.

Подробный обзор геологической обстановки и минералогическая характеристика руд приведена в работах Брусницын и др., 2017; 2020. Здесь же мы остановимся на характеристике редких минералов марганцевых руд. К ним нами отнесены в основном минералы из класса арсенатов и ванадатов.

Саркинит $Mn^{2+}_2(AsO_4)(OH)$ – арсенат из группы вагнерита, является одним из самых распространенных среди арсенатов в марганцевых рудах. Представлен в виде небольших (0.1–0.5 см в диаметре) агрегатов желтого цвета в составе гаусманитовых руд. Встречается совместно с якобитом, марганцевыми гумитами, фриделитом, кальцитом и марганцевыми карбонатами в виде зерен неправильной формы. Диагностика саркинита подтверждена рентгенометрически. Основными отражениями межплоскостных расстояний для саркинита являются d , Å (I): 3.29 (100), 3.01 (40), 3.19 (20), 2.97 (20), 2.80 (30). Химический состав саркинита характеризуется непостоянной небольшой примесью кальция.

Флинкит $Mn^{2+}_2Mn^{3+}(AsO_4)(OH)_4$, как правило, образуется как вторичный минерал, развивающийся по выделениям саркинита. Размер его агрегатов не превышает 0,1-0,3 мм. Химический состав отвечает его стехиометрической формуле

Манганберцелиит $NaCa_2Mn^{2+}_2(AsO_4)_3$ диагностирован на месторождении Жомарт в составе гаусманитовых руд. Образует изометричные выделения размера до 10 мкм совместно с саркинитом, флинкитом, ретцианом и пиробелонитом. Состав характеризуется постоянной небольшой примесью ванадия (до 0.08 формульных единиц).

Минералы группы ретциана $(Mn_2REE(AsO_4)(OH)_4)$ представлены ретцианом-(La), ретцианом-(Ce), ретцианом-(Nd). Наиболее распространен изоморфный ряд ретциан-(La) – ретциан-(Ce). Образуется совместно с саркинитом, флинкитом, гаспаритом-Ce и гаспаритом-La в ассоциации с якобитом и марганцевыми гумитами. Характерными формами выделения являются призматические, почти игольчатые зерна и агрегаты размером 5-15 мкм. Химический состав характеризуется постоянной примесью кальция в позиции марганца.

Арсенаты редких земель из группы монацита $(REE(AsO_4))$ представлены *гаспаритом*-(La) и *гаспаритом*-(Ce). В месторождении Ушкатын III гаспарит часто образуется в тесном срастании с ретцианом и саркинитом. В составе марганцевых руд месторождения Жомарт присутствует в виде отдельных зерен в якобите. Размер выделений не превышает 50 мкм. Гаспарит-(La) определен как новый минерал и для него проведен полный комплекс диагностических методов (Vereshchagin et al., 2019).

Тилазит $CaMg(AsO_4)F$ – один из распространенных арсенатов изученных месторождений, встречается в составе всех типов руд в ассоциации с тефроитом, марганцевыми гумитами, фриделитом и марганцевыми карбонатами. Иногда с марганцевыми карбонатами слагает целые прожилки. Формирует совместные агрегаты с саркинитом, гаспаритом, ретцианом и уэффилдитом. Тилазит образует пластинчатые



выделения размером до 0,5 мм. Результаты химического анализа показывают небольшую примесь фосфора и постоянную примесь марганца.

Свабит $\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_3\text{F}$ относится к группе апатита, обнаружен в составе браунитовых и гаусманитовых руд, где встречается в виде мелких включений в брауните и якобите. Химический состав характеризуется высоким содержанием фосфора и примесью марганца.

Редкий ванадат редких земель *уэкфилдит* ($\text{REE}(\text{VO}_4)$) относится к группе ксенотима и в рудах месторождения Ушкатын-III представлен цериевой, лантановой и неодимовой разновидностями. Образует зерна неправильной формы совместно с якобитом, марганцевыми гумитами, марганцевыми карбонатами и марганцевым хлоритом.

Пиробелонит $\text{PbMn}(\text{VO}_4)(\text{OH})$ диагностирован в составе всех типов марганцевых руд. В гаусманитовых рудах он встречается в виде включений в саркините, а также в виде отдельных включений в якобит-карбонатной массе. В браунитовых агрегатах пиробелонит может заполнять мелкие трещины и интерстиции между зернами браунита. В составе пиробелонита присутствует постоянная примесь мышьяка, часто содержится кальций.

Таким образом, наши исследования, позволяют надеяться на дальнейшие находки редких минералов в марганцевых рудах месторождения Жайремского рудного узла. Диагностированный на сегодняшний день на месторождении набор редких минералов уже приближают его к таким всемирно известным минералогическим памятникам природы, как месторождения Лонгбан и Стерлинг-Хилл.

Работы проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и «Геомодель».

Литература:

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. Стратиморфные свинцово-цинковые, баритовые и железо-марганцевые руды Жайремского рудного узла (Центральный Казахстан): условия залегания, состав, генезис. Сб. Металлогения древних и современных океанов. 2017. №23, с. 90–94

Брусницын, А. И., Перова, Е. Н., Верещагин, О. С., Бритвин, С. Н., Платонова, Н. В., Шиловских, В. В., Зайцев, А. Н. Минералогические индикаторы генезиса марганцевых руд месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан. Международная конференция по естественным и гуманитарным наукам «Science SPbU – 2020», 2020, с. 91–92

Vereshchagin O., Britvin S., Perova E., Brusnitsyn A., Polehovskiy Yu, Shilovskikh V., Bocharov V, Ate van der Burgt, Cuchet St., and Meisser N. Gasparite-(La), $\text{La}(\text{AsO}_4)$, a new mineral from Mn ores of the Ushkatyn-III deposit, Central Kazakhstan and metamorphic rocks of the Wannli glacier, Switzerland //American Mineral. 2019. 104, 10, pp. 1469–1480

ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СУБДУКЦИИ ПО ДАННЫМ ПЕТРОЛОГО-ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Перчук А.Л.^{1,2}, Геря Т.В.³, Захаров В.С.¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, alp@geol.msu.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН им. Д.С. Коржинского, Черноголовка, Россия

³Швейцарская высшая техническая школа Цюриха, Швейцария

В настоящее время имеется немало доказательств того, что ранняя Земля была более горячей по сравнению с современной. Более высокие температуры мантии делают литосферу тоньше, существенно увеличивают степень и глубину ее плавления, уменьшают вязкость, тем самым создавая более мощную океаническую кору и комплементарные ей деплетированные перидотиты (реститы от плавления). Все эти особенности имеют



решающее значение для субдукции на раннем докембрии, стиль которой и время зарождения остаются предметом дискуссий.

Исследования метаморфических пород показывают, что субдукция могла начаться на Земле 2.8 млрд лет назад. Однако преимущественно фанерозойские возраста у диагностических для современного стиля субдукции пород (голубые сланцы, низкотемпературные эклогиты и ультравысокобарные породы) указывают на то, что стили субдукции менялись на разных стадиях развития Земли.

Петролого-термомеханическое моделирование является одним из наиболее эффективных методов изучения стилей тектоники на разных стадиях развития Земли (напр., Sizova et al., 2010; Gerya, 2014; Perchuk et al., 2018, 2019). Недавнее численное моделирование показало, что динамика тугоплавкой и деплетированной мантии в докембрии играет решающую роль в формировании литосферных мантийных килей под кратонами в условиях океанической субдукции, переходящей в коллизию при повышенных температурах мантии (Perchuk et al., 2020). В новом исследовании, используя тот же базовый код (Gerya, Yuen 2003), с обновленными плотностными моделями пород и деплетированием перидотитов, мы представляем результаты 2-D численного моделирования интраокеанической субдукции в диапазоне температур от современной до превышающей современную на $\Delta T_p=250$ °C (соответствует архею). Субдукция, согласно нашим новым данным, действует во всем диапазоне температур, изменяясь от двустороннего режима при $\Delta T_p=250$ °C до одностороннего при более низких температурах мантии. Двусторонняя субдукция приводит к образованию мощных коллизионных терейнотолщиной до 350 км, которые состоят в основном из метабазитов, образованных по породам океанической коры. Односторонняя субдукция образует магматические островные дуги с задуговыми бассейнами или без них. Оба режима субдукции производят значительное увеличение количества деплетированных перидотитов в верхней мантии при $\Delta T=200-250$ °C, которые в силу малой плотности отслаиваются от субдуцирующей плиты и накапливаются в верхней мантии.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 20-05-00329.

Литература:

- Gerya T. V., Yuen, D. A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Inter. -2003. – V. 140. P. 293–318.
- Gerya T.V. Precambrian geodynamics: concepts and models // Gondwana Res. 2014. V. 25.P. 442–463.
- Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., van Reenen D.D., Zakharov V.S., Gerya T.V. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // Tectonophysics. 2018. Vol. 746. P. 572–586.
- Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Brown, M. Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: what are the implications? // Precambrian Research. 2019. Vol. 330. P. 20–34.
- Perchuk A. L., Gerya T. V., Zakharov V. S., Griffin W. L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // Nature. – 2020. Vol. 586. P.395–401.
- Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments // Lithos. -2010. Vol. 116. P. 209–229.



ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ПОТУДАНСКОГО И ПАВЛОВСКОГО КОМПЛЕКСОВ ДОНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА (ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА САРМАТИИ)

Петракова М.Е.^{1,2}, Савко К.А.^{2,3}, Балтыбаев Ш.К.¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, shauket@mail.ru

²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, maribya@mail.ru

³Российский государственный геологоразведочный университет, Старооскольский филиал, Белгородская область, Старый Оскол, Россия, ksavko@geol.vsu.ru

В палеопротерозое (2050–2090 млн лет) в восточной части Воронежского кристаллического массива произошло внедрение огромного объема магм при распаде постколлизийного орогена. В Лосевском террейне это макарьевский, усманский (Терентьев, 2014) и ольховский (Terentiev et al., 2018) комплексы, в Воронцовском террейне – граниты А и S типа бобровского (Савко и др., 2014), базит-гипербазитымамонского и еланского (Терентьев и Савко, 2016; Terentiev et al., 2016b) и диориты новомеловатского комплексов (Terentiev et al., 2016b). В Донском террейне (ДТ) преобладают гранитоиды павловского и потуданского комплексов (рис. 1).

Вспышке магматической активности предшествовали тектонические события, приведшие к образованию Волго-Донского орогена (ВДО) в результате коллизии архейских ядер Сарматии и Волго-Уралии 2.1 млрд лет назад (Щипанский 2007; Бибилова и др., 2009). При распаде коллизийного орогена внедрялись магматические массы разнообразного состава и, вероятно, разного уровня зарождения и формирования. Здесь обсуждаются возможные источники и условия формирования постколлизийных гранитоидов в составе павловского и потуданского магматических комплексов.

Геология. Павловский гранитоидный комплекс представлен двумя крупными батолитами Павловским и Хохольско-Репьевским (~2000 км² каждый), на юге и севере ДТ ВДО и серией разобнесенных массивов в центральной части ДТ и в Курском архейском блоке Сарматии. Породы дифференцированы от габбродиоритов до лейкогранитов. Потуданский комплекс представлен группой штоков до 15 км² в Хохольско-Репьевском батолите (ХРБ) породами, дифференцированными от кварцевого монцогаббро до гранодиорита.

Петро- и геохимия. Породы потуданского (SiO₂ 49–63 мас. %) и павловского комплексов (SiO₂ 56–77 мас. %) характеризуются схожим порядком кристаллизации и составом минералов. Главные породообразующие минералы – Сrx (обилие в потуданских, реликты в павловских), Hbl, Pl (An₅₀₋₂₀), Kfs, Qtz. Обилие Fe-Ti оксидов в потуданских породах отражается высокими содержаниями FeO_{tot} (6.1–13.9 %), TiO₂ (0.5–2.3 %) и низкими MgO (1.5–6.1 %), и характеризует их как железистые в отличие от павловских более магнезиальных с FeO_{tot} (1.8–8.7 %) и MgO (0.5–3.5 %), TiO₂ (0.3–1.4 %). Содержание щелочей во всех типах пород высокое (K₂O+Na₂O=–5–11%). По индексу MAlI они являются от известково-щелочных до щелочных. По содержаниям калия основные породы потуданского комплекса относятся к шошонитовой серии K₂O (1.29–3.65 %), а павловского – от известково-щелочной до шошонитовой с K₂O (2.3–5.7 %) серий. Все породы являются метаглиноземистыми (A/CNK <1). Гранитоиды имеют сильно фракционированные спектры распределения REE (La_N/Sm_N = 1.9–10.4) и (Gd_N/Yb_N = 2.6–11.2) и отрицательные европиевые аномалии (Eu/Eu* = 0.64–1.14) или их отсутствие. Отмечается сильное обогащение Cs, Ba, U, Th и обеднение Ti, Nb, Sr (рис. 2).

Возраст и изотопная геохимия. Гранитоиды павловского и потуданского комплексов сопряжены в пространстве и времени. U-Pb возраст по циркону: 2056–2073 млн лет для потуданских (Петракова и др., 2020; Terentiev et al., 2020) и 2063–2078 млн лет для павловских (Бибилова и др., 2009; Terentiev et al., 2020) предполагает их принадлежность к одному тектоно-магматическому событию.

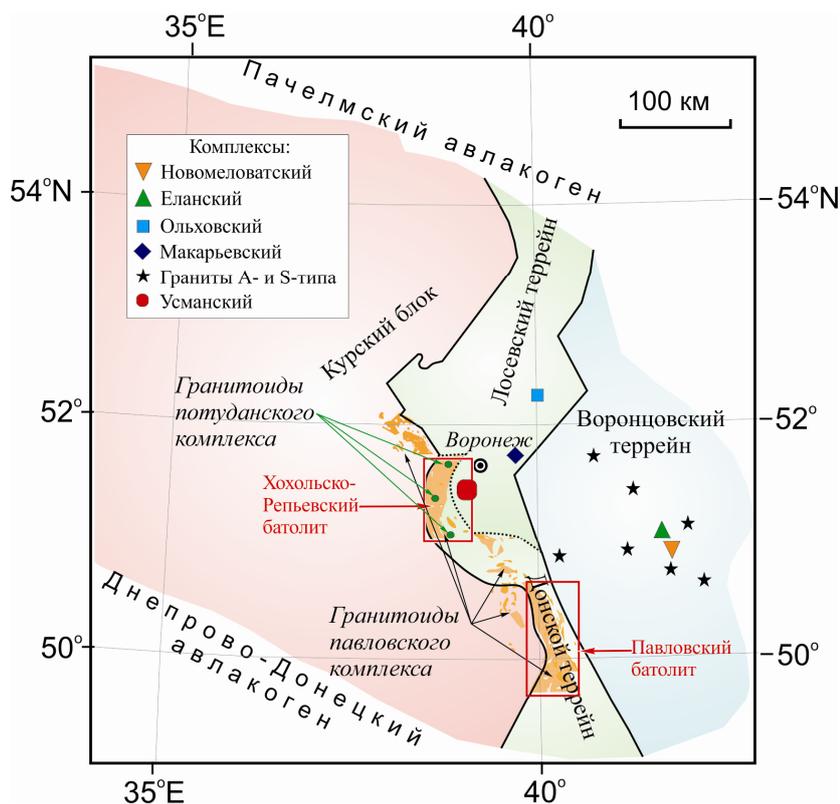


Рис. 1. а) Схема расположения Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в пределах Восточно-Европейского кратона, б) Схема районирования докембрийского фундамента ВКМ, кроме павловского комплекса, черными кружочками показаны породы потуданского комплекса в ХРБ (вне масштаба).

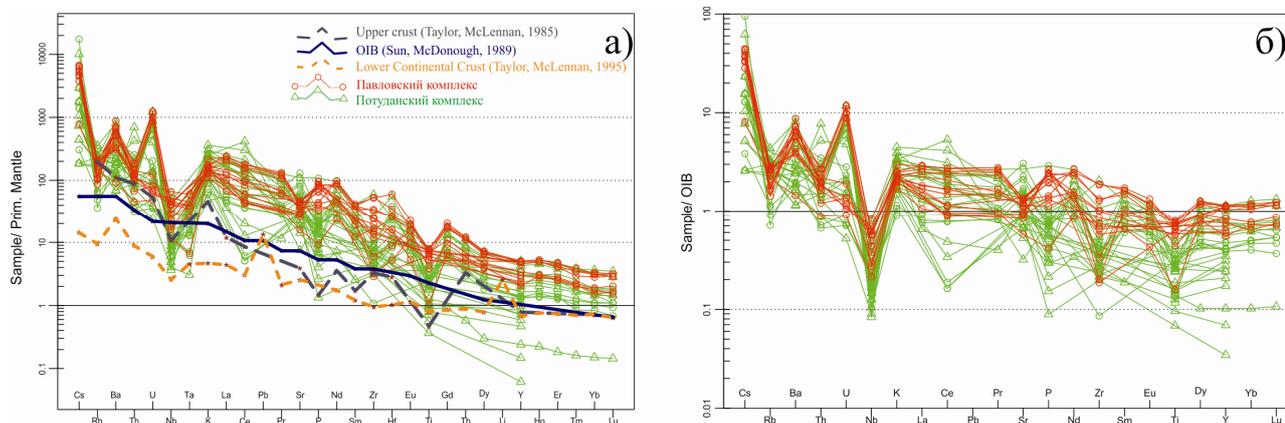


Рис.2. Спектры распределения REE а) нормированные к примитивной мантии по (Sun and McDonough, 1989) с спектрами геохимических резервуаров для базальтов океанических островов, нижней и верхней континентальной коры; б) спектры распределения REE, нормированные к OIB.

Для пород характерен низкорациогенный изотопный состав Nd. Для павловских гранитоидов ϵNd от 0.3 до -4.2, $TNd (DM) = 2.4-2.7$ млрд лет (Terentiev et al, 2020), для потуданских ϵNd от -1.7 до -3.7, а $(TNd (DM) = 2.7$ млрд лет). Модельные возрасты по $TNd(DM)$ на 700–800 млн лет древнее U-Pb возраста цирконов из этих пород и свидетельствуют об общности их источника, имевшего коровую предысторию. Влияние

коровой компоненты на формирование магм потуданского комплекса также подтверждает изотопный состав Hf в цирконе ($Hf_{(2061)} = -4.3 - (-10.3)$).

Типизация гранитоидов и возможные источники. Павловские и потуданские гранитоиды являются метаглиноземистыми, повышенной щелочности и обогащенные LREE, содержат высокотемпературные безводные фазы (Срх), амфибол и биотит, что сближает их с гранитами I- и А-типов. На дискриминационных диаграммах гранитоиды попадают в поля VAG и WPG, что характерно для гранитоидов, образующихся в обстановках растяжения и тесно ассоциирующих в пространстве или во времени с конвергентными окраинами, в зависимости от природы источника.

В ϵHf - ϵNd координатах составы потуданских пород ложатся в поле источников OIB и IAV. Обогащенность LILE и LREE, а также невысокие Y/Nb (0.7–2.1) и Yb/Ta (1.2–3.7) отношения для потуданских и павловских гранитоидов, свидетельствуют о выплавлении их из мантийного источника с OIB геохимическими характеристиками (Eby, 2006). По ряду геохимических параметров породы павловского и потуданского комплекса сопоставимы с породами постколлизии обстановок ВДО (рис. 3). Однако спектры, нормированные к OIB, демонстрируют, что самые основные дифференциаты в 10–40 раз обогащены Cs, 2–8 раза Ba, 2–3 раза K, и обеднены Nb, Ti. Заслуживает внимания разное содержание U в породах потуданского комплекса: выделяются две группы пород по концентрациям U при примерно равном содержании Th. По значению Th/U отношения породы могут быть разделены на две группы (≥ 1 и ≤ 1). Это различие в величине Th/U может отражать неоднородность метасоматизированного мантийного источника или разную степень контаминации ниже- и верхнекоровым материалом при подъеме магм на уровень верхней коры.

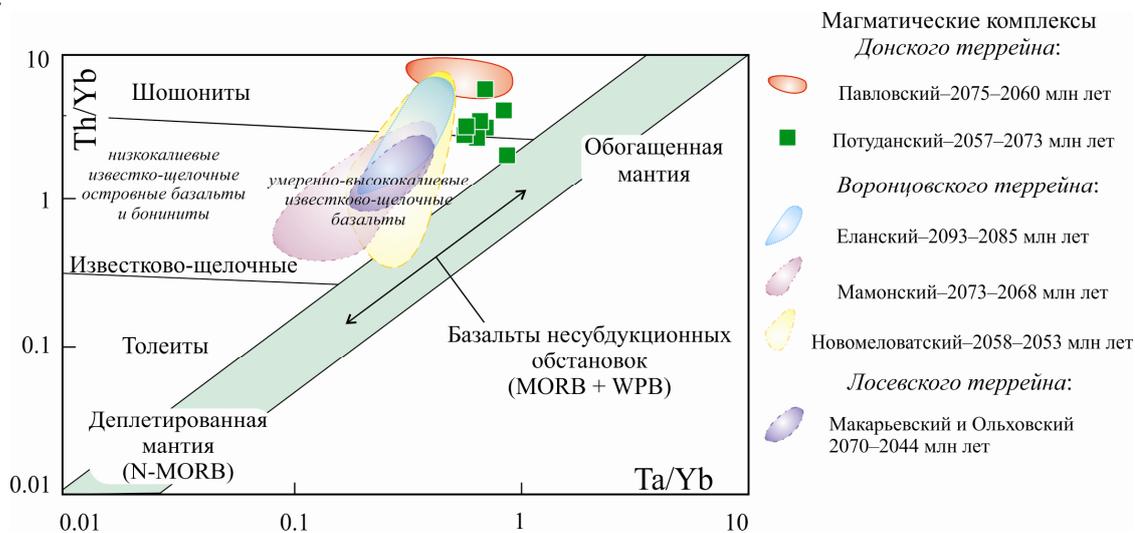


Рис. 3. Дискриминантная диаграмма Th/Yb–Ta/Yb по (Pearce, 1983), разделяющая мантийные источники, связанные и не связанные с субдукцией. На диаграмму вынесены значения для пород с SiO₂ менее 60 %.

Считается, что павловские гранитоиды образовались путем смешения мантийного и нижнекорового источников (Терентьев и Савко, 2017; Terentiev et al., 2020) предположительно палеопротерозойско-неоархейского возраста (Щипанский и др., 2007; Терентьев, 2016). Возраст, условия кристаллизации, геохимические и петрографические особенности кварцевых монцогаббро–монцодиоритов потуданского комплекса и гранитоидов павловского комплекса близки, что свидетельствует скорее о едином метасоматизированном (OIB) мантийном источнике. Наблюдаемые же различия в составах



пород этих комплексов отражают специфику эволюции остаточных расплавов при разной степени ассимиляции магмами корового вещества.

Работа выполнена при поддержке темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2019-0003 Минобрнауки России.

Литература:

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

Петракова М.Е., Терентьев Р.А. Петрографические и минералогические признаки взаимодействия гранитоидных и габброидных магм плутона Потудань, Воронежский кристаллический массив. Вестник ВГУ. Серия Геология. 2018. № 1. С. 32–45.

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Базиков Н.С. Палеопротерозойские граниты А- и S-типа востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования //Петрология. 2014. № 22(3). С. 235–264.

Терентьев Р.А., Савко К.А. Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро–гранитные серии в палеопротерозое восточной Сарматии: геохимия и условия формирования //Геология и геофизика. 2016. № 57(6). С. 1155–1183.

Терентьев Р.А., Савко К.А. Минеральная термобарометрия и геохимия палеопротерозойских магнезиально-калиевых гранитоидов Павловского плутона, Восточно-Европейский кратон // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2017. № 3. С. 34–45.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. №1. С. 43–70.

Pearce J.A. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins // Cheshire, Shiva Publications. Nantwich. 1983. P. 230–249.

Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh M., Korish E.H. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // Precambrian Research. 2020. V. 346. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790>.

Terentiev R.A., Skryabin V.Yu., Santosh M. U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: tectonic implications on Columbia supercontinent // Precambrian Research. 2016. V. 273. P. 165–184.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВОВ РАННЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПЕРЕСТРОЙКИ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Петров Г.А.¹, Петрова Т.А.²

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН им. акад. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия,
Georg_Petrov@mail.ru*

²*Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия, petrta@mail.ru*

Тагильская структурно-формационная мегазона, объединяющая позднеордовикско-раннекаменноугольные вулканогенные, осадочные и интрузивные образования, протягивается вдоль восточного склона Среднего, Северного и Приполярного Урала более чем на 800 км. Геологические комплексы формировались здесь в течение трех этапов – позднеордовикско-лохковского, пражско-франского и фаменско-турнейского, разделенных эпохами перестройки или перескока зоны субдукции, а также аккреции (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010; и др.). Первые два этапа соответствуют островодужному режиму, последний характеризуется обстановкой активной континентальной окраины, возникшей



после аккреции Тагильского и Восточно-Уральского мегаблоков к Восточно-Европейскому палеоконтиненту (Пучков, 2010). В фундаменте островной дуги располагаются породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, габбро, комплекс параллельных долеритовых даек, вулканиды), верхний вулканический комплекс которой имеет позднеордовикский возраст (Петров, Пучков, 1994). Выше залегают образования следующих вулканических формаций базальт-риолитовой контрастно дифференцированной O_3-S_1 (шемурская свита), базальт-андезит-дацитовая последовательно дифференцированной верхнего лландовери – нижнего венлока (павдинская свита), базальт-андезитовой венлока – лудлова (именновская свита и гороблагодатская толща), и трахибазальт-трахитовой пржидола – лохкова (туринская свита) (Бороздина и др., 2010). В указанном ряду формаций происходит постепенное наращивание содержания щелочей: если в составе шемурской свиты присутствуют почти исключительно породы нормальной щелочности, то в павдинской свите появляются также умеренно-щелочные образования. В составе гороблагодатской толщи наблюдается уже равное соотношение нормально- и умеренно-щелочных пород, а в туринской свите последние преобладают. Для перечисленных вулканических серий характерна гомодромная последовательность формирования (от основных горных пород к кислым), и переход от глубоководных фаций к мелководным и наземным (Десятниченко и др., 2005; Наркисова, 2005). Геохимические и минералогические особенности вулканидов туринской свиты, хорошо изученные на Среднем Урале, позволяют предполагать формирование последних в условиях подтока астеносферной мантии при «застопоривании» субдукции и частичном разрушении погружающейся океанической пластины (Наркисова, 2005). В лохковское время, вероятно, произошел скачок или перестройка палеозоны субдукции, что выразилось в прекращении активного вулканизма в пределах позднеордовикско-раннедохковской островной дуги и формировании новой островодужной системы к востоку от ранее существовавшей (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010; и др.). В течение второго (пражско-франского) этапа, потухшая силурийская островная дуга представляла собой цепь островов, на которых интенсивно проявились процессы латеритного выветривания. Начиная с пражского (а, возможно, с конца лохковского) века, складывается новая структурно-фациальная зональность, проявившаяся в существовании двух крупных фациальных обстановок, выделенных А.В. Пейве (1947) в Североуральском районе в качестве Петропавловской (преимущественно карбонатной) и Турьинской (вулканогенно-осадочной) структурных зон. Таким образом, в раннем девоне произошла перестройка структурного плана и перемещение вулканического фронта на восток.

Характерной особенностью базальт-андезит-дацитовых вулканических серий, входящих в состав пражской перевозской и пражско-эмской краснотурьинской свит (последняя распространена восточнее перевозской свиты, в некоторых районах возрастной интервал ее формирования охватывает и нижний эйфель), является антидромная направленность эволюции составов пород: в низах разрезов преобладают андезиты и дациты, которые выше сменяются андезибазальтами и базальтами. Позднеживетско-франские образования лимкинской свиты менее изучены, но, по имеющимся данным, в низах ее разреза залегают базальты и андезибазальты, выше сменяющиеся андезитами и кислыми вулканидами (дацитами и риолитами). В составе краснотурьинской свиты довольно много умеренно-щелочных пород (местами до 40–50 %), вулканиды перевозской и лимкинской свит преимущественно нормально-щелочные.

Для иллюстрации изменений условий формирования вулканидов после перестройки зоны субдукции, построены диаграммы усредненных величин индикаторных отношений редких элементов в разновозрастных базальтах и андезибазальтах Тагильской палеоостроводужной системы (рис. 1). Так, известно, что низкие значения Nb/Ta указывают на значительную переработку надсубдукционного мантийного клина при участии водного



флюида перед частичным плавлением, высокие – на метасоматическое воздействие расплава на источник плавления (Munker, 1998; Наркисова, 2005). Для океанических базальтов и вулканитов континентальных рифтов характерны величины Nb/Ta от 15 до 19, что близко к хондритовому уровню (Kamber, Collerson, 2000). Средние величины параметра Nb/Ta в базальтах шемурской свиты составляют 9,72, павдинской – 15,95, именновской (вместе с гороблагодатской толщей) – 21,20, туринской – 32,74. Очевидно, что «нормальному» мантийному уровню соответствует только показатель для павдинской свиты; базальты шемурской свиты сформировались из расплавов, образованных при плавлении гидратированной верхней мантии, а область генерации расплавов именновской и туринской свит подверглась метасоматическому воздействию от глубинных магматических очагов. Значения Nb/Ta в базальтах девонских вулканических серий находятся в интервале 15,53–17,76, что соответствует параметрам океанических базальтов. Обогащение мантии надсубдукционного клина Th обычно связывается с поступлением последнего из субдуцируемых осадков (Pearce, 1983); судя по величинам параметра Th/Yb, степень участия вещества субдуцируемых осадков в составе расплавов, постепенно увеличивается от 0,21 в базальтах шемурской свиты, достигая максимума в породах лимкинской свиты (Th/Yb = 1,37). При этом, величина Ta/Yb (0,05–0,12) во всех изучаемых вулканитах остается в диапазоне, характерном для деплетированной мантии и «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов (по (Sun, McDonough, 1989)). Для оценки роли флюидов, отделяющихся при дегидратации осадков и измененных базальтов, используются отношения Ba/Nb и Pb/Y. В базальтах срединно-океанических хребтов (СОХ) величины этих отношений составляют, соответственно, 2,7 и 0,01, в вулканитах континентальных рифтов – 5–27 и 0,07–0,4 (Наркисова, 2005). В позднеордовикско-лохковских базальтах Тагильской структуры фиксируется увеличение Ba/Nb от 31,49 до 91,06 вверх по разрезу и с запада на восток; в девонских породах значение Ba/Nb резко возрастает и составляет 175,43–252,63. Похожая картина наблюдается и в изменениях параметра Pb/Y – в вулканитах первого этапа происходит рост данного параметра вверх по разрезу от 0,10 до 0,31 в именновской свите, затем следует снижение до 0,20 в породах туринской свиты и вновь резкий скачок до 0,32–0,39 в девонских образованиях. Отношение Nb/Th можно использовать для приблизительной оценки количества флюидного компонента, поступавшего в мантийный источник (Наркисова, 2005). Величина данного параметра в породах первого этапа снижается вверх по разрезу от 3,41–3,62 до 2,49; для пород второго этапа характерны еще более низкие значения – от 1,47 до 1,16, что может указывать на постепенное увеличение объемов флюидов, поступающих в мантийный источник. Для сравнения, для базальтов СОХ характерны значения Nb/Th в интервале 15–20 (Наркисова, 2005).

Подводя итоги, можно отметить, что составы вулканитов первого (позднеордовикско-лохковского) и второго (пражско-франского) этапов формирования Тагильской палеоостроводужной системы, действительно имеют ряд существенных различий, подтверждающих вероятный перескок (перестройку?) зоны субдукции в раннем девоне. Перечислим наиболее существенные из них.

1. Для всех вулканических последовательностей первого этапа характерна гомодромная направленность эволюции магматизма – от базальтов к риолитам (дацитам, трахитам); второй этап начинается с проявления антидромной серии – от андезитов и дацитов к базальтам и андезибазальтам. Вероятно, позднеордовикские и силурийские кислые вулканиты сформировались в значительной степени в результате дифференциации базальтовой магмы, а раннедевонские – имеют преимущественно палингенное и гибридное происхождение. Вероятно, после перескока зоны субдукции, базальтоидные расплавы из вновь образованной области магмогенерации первоначально достигали нижней части достаточно мощной земной коры, вызывая частичное плавление последней и образование

кислых магм, после чего мантийные расплавы поднимались к поверхности, испытывая гибридизацию и дифференциацию.

2. Раннедевонская эпоха перестройки структурного плана и предполагаемого перескока зоны субдукции фиксируется в резком изменении большинства индикаторных геохимических параметров базальтов и андезибазальтов (см. рис. 1). Происходит уменьшение отношения Nb/Ta более чем в 2 раза, что может означать прекращение режима мощного подтока глубинных мантийных флюидов и расплавов, принимавших участие в формировании трахибазальт-трахитовой пржидольско-лохковской туринской свиты. Величина отношений Ba/Nb и Pb/Y при этом, наоборот возрастают, составляя 91,06 и 0,20 в туринской и 252,64 и 0,39 в перевозской свитах, показывая увеличение роли субдукционных флюидов в мантийном источнике.

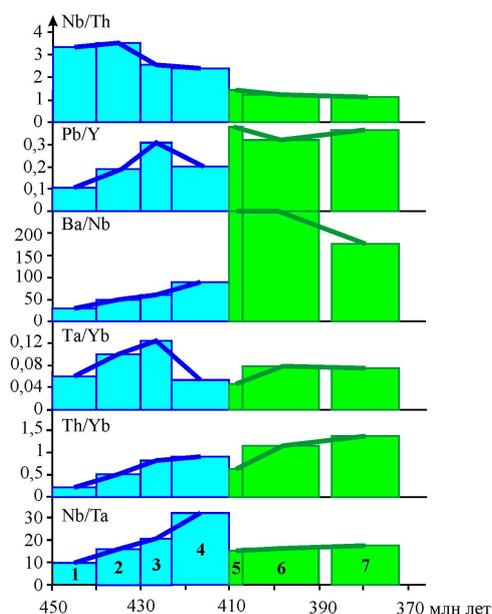


Рис. 1. Изменение индикаторных отношений элементов в вулканитах северной части Тагильской палеостроводужной системы. Цифрами обозначены столбцы, соответствующие усредненным показателям для шемурской (1) и павдинской (2) свит, объединенной именновской свите и гороблагодатской толще (3), туринской (4), перевозской (5), краснотурьинской (6) и лимкинской (7) свитам. Горизонтальная протяженность столбцов соответствует времени формирования стратонов.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература:

Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2010. 152 с.

Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. №2. С. 68–96.

Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикских – раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Дисс. на соиск. уч. степени к.г.м.н. М.: МГУ, 2005. 167 с.

Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Материалы к познанию геологического строения СССР (Новая серия). 1947. Вып. 4. 203 с.

Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. №1. С. 25–37.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника, 1993. №4. С. 56–65.



Kamber B.S., Collerson K.D. Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // Chemical Geology. 2000. Vol. 166. N 3-4. P. 241–254.

Munker C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques // Chemical Geology. 1998. Vol. 144. N 1–2. P. 23–45.

Ringwood A.E. The petrological evolution of island arc systems // Jl geol. Soc. Lond. 1974. Vol. 130. P. 183–204.

Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich: Shiva, P. 230–249.

Sun. S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Петухова Л.Л., Гурьянов В.А.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
Ludmila.pet@mail.ru*

Введение. В последние годы на территории Северного Сихотэ-Алиня был выполнен ряд новых для него геохронологических и геохимических исследований, в результате которых стало очевидно, что сложившиеся для этой территории схемы гранитоидного магматизма и магматического районирования нуждаются в корректировке. Решение этих проблем связано с возрастным, базирующемся на геохронологических данных, расчленением проявлений магматической активности и изучением геохимических особенностей. В этом отношении наиболее слабо изучены раннемеловые гранитоиды Северного Сихотэ-Алиня, сформировавшиеся в обстановках скольжения литосферных плит на границах «континент-океан». В данной работе представлены материалы по геологической позиции и новые данные по возрасту массивов раннемеловых гранитоидов, расположенных в пределах Самаркинского и Надаханьхада-Бикинского террейнов альб-сеноманского окраинно-континентального орогенного пояса (Ханчук и др., 2019).

Геологическая ситуация. В ходе проведенного исследования были изучены гранитоиды Агусинского и Гобиллинского массивов в приосевой части северо-восточного окончания выступа Самаркинского террейна - фрагмента юрско-берриасской аккреционной призмы, и гранитоиды Шереметьевского и Васильевского массивов, расположенные на южном фланге Надаханьхада-Бикинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы (Геодинамика, магматизм..., 2006). Юрская и юрско-берриасская аккреционные призмы сформировались в результате субдукции океанических плит (Ханчук и др., 2019). Возраст гранитоидов этих массивов долгое время был предметом длительных дискуссий. В литературе они известны как хунгарийские высокоглинозёмистые граниты (Изох и др., 1967). И только в 1994 году по биотиту из гранитов Гобиллинского плутона Б.А. Натальным с коллегами (1994) была получена оценка их возраста 107.2 ± 1.4 млн лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ метод). Был определён и возраст $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом (по амфиболу и слюдам) мигматитов, гнейсов и амфиболитов из обрамления Гобиллинского массива в 108–110 млн лет, близкий к возрасту слагающих его гранитов (Натальин и др., 1994). Для определения возраста гранитоидов Агусинского, Васильевского и Шереметьевского массивов выполнено изотопное датирование биотита $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом из наиболее распространённых разновидностей гранитов. Аналитическая методика исследования охарактеризована в работе (Maluski and el., 1991).



Агусинский (760 кв км) и Гобиллинский (360 кв км) массивы гранитоидов находятся в бассейне р. Анюй в приустьевой части р. Гобили. Позднетриасово-раннеюрские образования джаурской свиты, вмещающие эти интрузии, представлены тонкослоистыми песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими включения океанических пород (известняков, кремней, базальтов, габброидов). Массивы вытянуты в северо-восточном направлении вдоль разломов, оперяющих Центральнo-Сихотэ-Алинский структурный шов. Они сложены мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами с примесью мусковита, граната и кордиерита. Оба массива содержат многочисленные ксенолиты и шпирь сильно переработанных вмещающих пород. В краевых и экзоконтактовых частях плутонов встречаются дайки мелкозернистых гранатсодержащих мусковитовых лейкогранитов. Вмещающие породы превращены в метапесчаники и сланцы, установлены изоклинальные складки. Контакты гранитов с вмещающими толщами как секущие извилистые так и расплывчатые с многочисленными инъекциями. В пределах эндоконтактовых частей массивов наблюдаются гнейсовидные структуры переходящие в мощные зоны рассланцевания. Биотит из гранитов Агусинского массива даёт плато и изохронную датировку 107.7 ± 2.9 млн лет, которая соответствует датировке биотита из гранитов Гобиллинского массива – изохроне 107.2 ± 1.4 млн. лет, полученной Б.А. Натальиным с соавторами (1994).

Васильевский (90 кв км) и Шереметьевский (20 кв. км) массивы гранитоидов расположены в районе устья р. Бикин на правом берегу р. Уссури. Восточные контакты их тектонические; вмещающие юрские терригенно-кремнистые породы култухинской свиты и улиткинской толщи; на контакте с интрузивами они превращены в слюдястые сланцы, кварциты и роговики. В строении массивов выделяется две фазы. Первая фаза представлена мелко-среднезернистыми кордиеритсодержащими биотитовыми и биотит-мусковитовыми диоритами и гранодиоритами; вторая фаза – средне-крупнозернистыми до порфириовидными биотит-кордиеритовыми и биотит-мусковитовыми гранитами и лейкогранитами. Гранитоиды обеих фаз секутся многочисленными дайками аплитовидных лейкогранитов и жилами пегматитов. Участками породы массивов грейзенизированы, в приконтактовых частях они имеют гнейсовидный облик. Биотит из кордиеритсодержащих биотит-мусковитовых гранитов Васильевского массива образует устойчивое плато изохронного возраста 125.1 ± 1.9 млн лет. В тоже время биотит из кордиеритсодержащих биотитовых гранитов Шереметьевского массива даёт близкую изотопную датировку 127.7 ± 3.6 млн лет, которая может быть принята как его возраст.

Геохимические особенности. Граниты и гранодиориты Гобиллинского, Агусинского, Васильевского и Шереметьевского массивов отвечают высококалийным породам известково-щелочной серии нормальной щёлочности. Гранитоиды магнезиальные, слабо недосыщены глинозёмом (метаглинозёмистые) и умеренно обогащены кальцием. Концентрации несовместимых элементов в гранитоидах разных массивов (Rb – 92–183 ppm, Sr – 114–240 ppm, Ba – 357–616 ppm, Zr – 5–35 ppm, Y – 8–20 ppm, Th – 8–14 ppm) несколько понижены по сравнению с низкорубидиевыми гранитоидами I-типа (по [Chappell and el., 1992]). В целом, уровень содержаний литофильных элементов в породах отвечает уровню содержаний их в средней-верхней коре. Расчитанное среднее значение отношения Sm/Nd (от 0.18 – 0.22) в гранитах массивов близко к верхнекоровому (0.173). Гранитоиды характеризуются близкларковыми содержаниями REE (91–155 ppm), асимметричными спектрами их распределения и незначительным Eu-минимумом. На мультиэлементных диаграммах фиксируются минимумы по Zr, Nb, Ta, Ti и Ba, максимумы по Th, U, Pb и Sn. На дискриминационных диаграммах по (Chappell, White, 1992) гранитоиды всех четырёх массивов попадают в основном в поле S-, редко I-типа.



Обсуждение результатов. В раннем мелу Северного Сихотэ-Алиня были сформированы синскладчатые интрузии гранитоидов баремского и альбского возраста, связанные со складчатыми дислокациями (по Натальин и др., 1994). Намечается два этапа гранитоидного магматизма (хунгарийский и татибинский-? комплексы). Формирование Гобиллийского и Агусинского синскладчатых интрузий завершилось в приосевой части северо-восточного окончания выступа Самаркинского террейна (фрагмента юрско-барриасской аккреционной призмы) в альбе 107 млн лет назад, а образование синорогенных гранитоидов Шереметьевского и Васильевского массивов на южном фланге Надаханьхада-Бикинского террейна (фрагмента юрской аккреционной призмы) происходило в интервале 125–127 млн лет назад (баррем). А.И. Ханчук в последних публикациях обосновал, что альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и синхронная этому событию магматическая провинция Тихоокеанской Азии «сформировались в синсдвиговой обстановке трансформной континентальной окраины в альбе во временном интервале 110–95 млн лет назад, под влиянием горячей астеносферной мантии. А складчатые деформации были определены как синсдвиговые, сопровождающиеся синскладчатыми интрузиями» (Ханчук и др., 2019).

Заключение. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировки близких по химизму и минеральному составу гранитов позволили разделить вышеназванные массивы на две разных по возрасту группы. Возраст гранитов Васильевского и Шереметьевского интрузий почти на 10 млн лет древнее, чем возраст гранитов Гобилинского и Агусинского синскладчатых интрузий, приуроченных к разломам оперяющим Центрально-Сихотэ-Алинский структурный шов. Синорогенные гранитоиды принадлежат к двум стадиям магматической активности: барремскому (готерив-баремскому) – 127–125 (130–123) млн лет и альбскому (альб-сеноманскому) – 110–107 (110–98) млн лет, в скобках по (Ханчук и др. 2019). Первая стадия – граниты S-типа хунгарийского комплекса, вторая стадия – граниты S-типа и возможно I-типа татибинского комплекса (?), обусловленных сдвиговой аккрецией в обстановке трансформной континентальной окраины. Авторы благодарят А.В. Травина (ИГМ СО РАН) за выполненные анализы.

Литература:

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока Азии (А.И. Ханчук – ред.). Владивосток: Дальнаука. 2006. кн. 1. 572 с.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Паговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.

Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Апинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии //Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 3–25.

Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии //Тихоокеан. геология, 2019, т. 38, № 3, с. 4–29

Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.

Maluski H., Costa S., Echtler H. Late Variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An ^{39}Ar – ^{40}Ar study of the Montagne Noire, Southern Massif Central, France //Lithos. – 1991. N 26. P. 287–304.

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия, Evgeni_Plyushchev@vsegei.ru
Vitaly_Shatov@vsegei.ru, Sergey_Kashin@vsegei.ru*

Основные признаки, использованные А.Н. Заварицким (1955) для классификации горных пород, применимы также для классификации пород гидротермально-метасоматического генезиса. Это: 1) минеральный и химический состав; 2) структура; 3) условия залегания.

Предлагаемая классификация гидротермально-метасоматических образований (ГМО) основана на естественной ассоциативности гидротермальной минерализации (Плющев и др., 2012). На треугольной диаграмме составов (рис. 1) в координатах: кислотные компоненты (Si, Al) – щелочи (K, Na) – основания (Fe, Mg, Ca) наиболее распространённые гидротермально-метасоматические минералы образуют три сравнительно изолированных поля, которые образуют группы: 1) полевых шпатов, 2) тёмноцветных минералов, 3) светлых калиевых слюд, глинистых минералов, кварца (кварц-светлослюдистое поле. Это даёт основание подразделить все ГМО на кварц-светлослюдистые, тёмноцветные и полевошпатовые (табл. 1, 2, 3). Групповая принадлежность метасоматита определяется устойчивой ассоциацией гидротермальных минералов и не зависит от количества метасоматической минерализации.

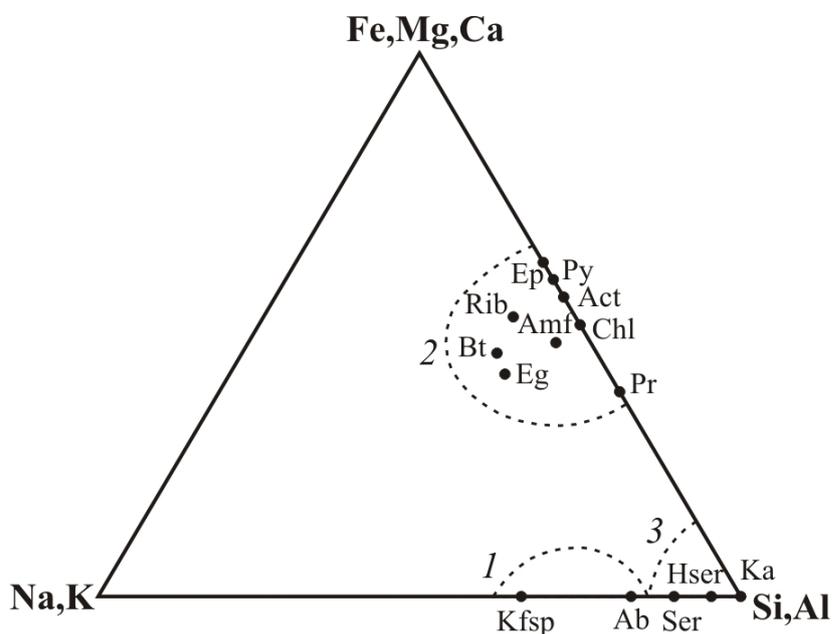


Рис. 1. Диаграмма состава наиболее распространенных гидротермальных минералов. 1 – минералы полевошпатовой группы; 2 – темноцветные минералы; 3 – минералы кварц-светлослюдистой группы.

Литература:

- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., АН СССР. 1955. 479 с.
Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Из-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 354.

Таблица 1

Минеральные ассоциации кварц-светлослюдяистой группы

| Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности | | Ассоциации | |
|--|--|---|--|
| Структуры | Слюды: размеры в мм и дупреломление | Однородные псевдоморфного облика | Неоднородные псевдоморфно-аморфного облика |
| I. Скрыто-, мелкокристаллические | h $\frac{<0.001}{0.003 - 0.010}$ | 1. q+h+kl Аргиллизитовая Ар (аргиллизиты, аргиллизитоиды, джааспероиды, опалиты...) | 2. q+ h+(cl+ cb+ ab) Гидросерцитит-березитовая Бг (гидросерцитит-карбонатные, тальк-кварц-карбонатные метасоматиты, листвениты...) |
| II. Мелко-, среднекристаллические | stc 0.01-0.1 п 0.010 – 0.030 | 3. q+stc Вторичнокварцитовая Вк | 4. q+ stc+ (cl+ cb+ ab+ fsp) Серцитит-березитовая Бс (березиты, кварц-хлорит-турмалиновые, кварц-хлорит-карбонатные метасоматиты, березитоиды: листвениты, амдермиты...) |
| | | q+stc+kl Каолинит-вторичнокварцитовая Вк ₁ (вторичные кварциты каолинит-алунит-диаспоровые, пирофиллитовые...) | q+stc+mu Мусковит-вторичнокварцитовая Вк ₂ (вторичные кварциты андалузит-мусковит-диаспоровые...) |
| III. Средне-, крупнокристаллические | mu $\frac{\geq 0.1}{0.030 - 0.054}$ | 5. q+mu Грейзеновая Гр (грейзены, грейзеноиды кварц-топаз-мусковитовые, флюорит-карбонат-полевошпат-слюдистые, цвиттеры, ...) | 6. q+ mu+ (fsp+ cl+ cb) Березит-грейзеновая Бм (березито-грейзены кварц-мусковит-полевошпат-хлорит-карбонатные ...) |

Примечание. Условные обозначения минералов заимствованы из Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты российской федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение)

Таблица 2

| Минеральные ассоциации тёмноцветной группы | | | | | Ассоциации | |
|--|--|----------------------|-------------------|----------------------------------|---|---|
| Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности | Степень гидротированности Fe-Sa-Mg минералов | Железистость эпидота | Fe-Sa-Mg минералы | Преимущественные формы выделения | Однородные псевдоморфного облика | Неоднородные псевдоморфно-аморфного облика |
| I. Скрыто-, мелко-кристаллические | ↑ | ↑ | cl | Псевдоморфные | 7. ep+cl Хлорит-пропилитовая Пх (Пропилиты хлорит-эпидотовые) | 8. ep+cl+ab+fsp Полевощпат-хлорит-пропилитовая Ппх (Пропилиты и пропилитоиды: пумпеллит-прениитовые, калишпат-прениитовые, цеолит-карбонатные, карбонат-серицит-хлоритовые, эпидозиты...) |
| | | | | | 9. ep+ac Актинолит-пропилитовая Па (Пропилиты и пропилитоиды хлорит-эпидот-актинолитовые, турмалин-хлорит-актинолитовые, уралиты...) | ep+cl+ab Альбит-хлорит-пропилитовая Ппх ₁ ep+cl+fsp Калишпат-хлорит-пропилитовая Ппх ₂ |
| II. Мелко-, средне-кристаллические | ↑ | ↑ | ac | Автоморфные | 10. ep+ac+ab+fsp+(bt) Полевощпат-актинолит-пропилитовая ППа (Пропилиты щелочно-амфиболовые, полевощпат-актинолитовые, гельсинкиты...) | 10. ep+ac+ab Альбит-актинолит-пропилитовая ППа ₁ ep+ac+ab Калишпат-актинолит-пропилитовая ППа ₂ |
| III. Средне-, крупно-кристаллические | | | | | 11. px+(gr)+am+(ep) Скарновая Ск | 12. px+(gr)+am+(ep)+ab+fsp Полевощпат-скарновая Скп (Скарны и скарноиды гранат-скаполит-полевощпатовые, пироксен-полевощпатовые метасоматиты, плагиоклазиты...) |

Таблица 3

Минеральные ассоциации полевошпатовой группы

| Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности | | Ассоциации | | |
|--|----------------------|----------------------------------|--|---|
| Структуры | Темноцветными нерапы | Содержаниена трия в калишпате, % | Однородныеавтоморфнооблика | |
| I. Мелко-кристаллические | cl, hm | <0.1 | 13. $ab+fsp+cl+(ca)+(q)$ Хлорит-фельдшпатовая Фх (Хлоритовые калишпатиты и альбититы, эйситы, гумбеиты, адуляриты, эписиениты, фельдшпатоиды апатит-хлорит-карбонатные...) | Неоднородныепсевдоморфнооблика 14. $ab+fsp+q+(hm+cl+ca)$ Хлорит-фельдшпатоваяФлх (Хлоритовые калишпатиты и альбитолиты, калишпатофиры, альбитофиры, фельдшпатофиры, спилиты, посеиты...) |
| | | | $ab+cl+(ca)+(q)$ Хлорит-альбититовая Фх ₁ | $fsp+cl+(ca)+(q)$ Хлорит-калишпатитовая Фх ₂ |
| II. Мелко-, средне-кристаллические | ас, (bt) | ≥0.1 | 15. $ab+fsp+ac+(q)$ Актинолит-фельшпатитовая Фа (Актинолитовыекалишпатиты, альбититы, фельдшпатиты, фельшпатитоидытурмалин-хлоритовые...) | 16. $ab+fsp+q+ac+(bt)$ Актинолит-фельшпатитовая Фла (Актинолитовыекалишпатиты, альбитолиты, фельшпатиты, вторичные сиениты...) |
| | | | $ab+ac+(q)$ Актинолит-альбититовая Фа ₁ | $fsp+ac+(q)$ Актинолит-калишпатитовая Фа ₂ |
| III. Средне-, крупно-кристаллические | гbc, aeg, bt | >0.5 | 17. $ab+fsp+gbc+(aeg+bt)+(q)$ Щелочноамфибол-фельдшпатитоваяФщ (Щелочно-амфиболовые альбититы, калишпатиты, фельдшпатиты; фениты, альбит-калишпатовые метасоматиты...) | 18. $ab+fsp+q+bt$ Биотит-фельшпатитовая Флб (Биотитовые калишпатиты, альбитолиты, фельдшпатиты; апограниты, вторичные аляскиты, квальмиты, биотититы...) |
| | | | $ab(fsp)+gbc+(aeg)+(q)$ Щелочноамфибол-альбититовая Фш ₁ | $fsp(ab)+gbc+(bt)+(q)$ Щелочноамфибол-калишпатитовая Фш ₂ |



ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОЛЮТОРСКОГО ТЕРРЕЙНА (КОРЯКИЯ, РФ): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Полин В.Ф.¹, Разумный А.В.², Бадрединов З.Г.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, vfpolin@mail.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, rav0255@yandex.ru

Цель работы – в реконструкции истории и геодинамических условий становления магматогенных комплексов сложного покровно-складчатого сооружения: Олюторского террейна, по результатам геохимической типизации, микрофаунистической и изотопной периодизации слагающих его кремнисто-базальтоидных ватынской и ачайваямской серий, и рудоносных интрузивных магматитов, сингенетичных вулканитам.

Основной задачей исследования было изучение ватынской и ачайваямской серий, неоднозначно отнесенных предшествующими исследователями [1 и др.] к поздне меловым (океаническим, рифтогенным?, островодужным?) и палеогеновым (островодужным?) комплексам, для уточнения геодинамических обстановок их становления.

Второй задачей было получение новых данных по возрасту, составу и формационной принадлежности, для определения валидности его выделения, таманваямского верлит-клинопироксенит-монцитонитового комплекса Камчатско-Олюторской зоны; и определение возраста, состава и формационной принадлежности интрузий гранитоидов, диоритов и габбро Олюторского полуострова, входящего в состав этой зоны.

Помимо научного аспекта исследований, значимого при создании новых и уточнении существующих геодинамических моделей развития территории, решалась важная практическая задача: получение достоверной информации о возрастах продуктивного благороднометалльного и иных типов оруденения, проявленных в регионе.

Виды исследований. Методами микрофаунистического анализа выполнены новые определения возраста вулканогенных толщ, сформированных в условиях окраинного моря или в океанических [7] (ватынская серия), в рифтогенно-островодужных? и островодужных? (поздне меловой кремнисто-вулканогенный комплекс, по [7]; ачайваямская, инетываямская и вочвинская свиты (ачайваамская серия, по [1]).

Получена серия прецизионных изотопных определений возраста интрузивных пород ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb – SHRIMP-II), что немаловажно, поскольку в Легенде ГТК-1000 новой серии (В.В. Ковалева, 1985г.) принадлежность гранитоидов и диоритоидов Олюторского полуострова к каким-либо комплексам не определена.

Состав, взаимоотношения и возраст вулканогенных и осадочных океанических, рифтогенных? и островодужных? отложений Олюторского террейна.

Ватынская серия (океаническая) представлена базальтами, андезибазальтами, пикробазальтами, их туфами, агломератами, гиалокластитам, кремнями, яшмами, фтанитами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, алевролитами, аргиллитами. Для слагающих её пород имелись сеноман-раннеконьякские [6], коньяк-среднекампанские, поздне турон-раннекампанские, сантон-кампанские, кампан-маастрихтские [3] и, даже, альб-кампанские [2] определения возраста по радиоляриям. Новыми данными микрофаунистического анализа установлен их *кампанский* возраст.

Ачайваямская серия (рифтогенная? островодужная?) сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами, трахибазальтами, пикробазальтами, агломератовыми и псефитовыми туфами основного и среднего составов, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми породами, алевролитами, аргиллитами. Породы серии согласно залегают на ватынских. Возраст ачайваямской серии ранее был оценен как сантон-кампанский, кампан-маастрихтский [3, 6]. Наши определения указали на её *кампан-маастрихтский* возраст.



Субвулканические образования ватынского и ачайваямского комплексов представлены немногочисленными куполовидными телами и дайками пикритов, пикробазальтов и базальтов; в субвулканической фации ачайваямского комплекса присутствуют, помимо базальтоидов, андезиты, риодациты и риолиты. U/Pb возраст цирконов дайки ачайваямских риолитов, секущей отложения ачайваямской свиты на Олюторском полуострове, составляет 80.5 млн. лет (кампан).

Возраст, состав и формационная принадлежность таманваямского «верлит-клинопироксенит-монцонитового» комплекса Олюторского террейна. Анализ новых материалов полевых наблюдений, петрогеохимических данных и результатов изотопной периодизации, с учетом материалов предшествующих работ, позволил так называемые «таманваямские интрузии» отнести к двум петротипически различным комплексам – вывенскому плутоническому и энынгваямскому гипабиссальному.

Вывенский плутонический комплекс объединяет дунит-клинопироксенит-габбровые интрузии и ассоциированные с ними дифференцированные клинопироксенит-габбровые, габбровые и плагиогранитные массивы. Их выходы представляют крайний северо-восточный фрагмент протяженного пояса интрузий платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формации Северной Камчатки.

Геологический возраст вывенского комплекса определяется активными контактами интрузий с образованиями ватынской серии и присутствием ксенолитов такситовых габбро в вулканитах ачайваямской свиты. Данные изотопной геохронологии интрузивных пород Эпильчикского ареала указывают на их кампанский возраст [4]. По результатам новой U/Pb изотопной периодизации возраст клинопироксенитовых интрузий Таманваямского ареала попадает в интервал 68-78 млн. лет; пород плутонов Южно-Олюторского ареала: габбро – 81 млн. лет, плагиогранитов – 78 млн. лет, что свидетельствует о кампан-маастрихтском возрасте комплекса, равно как и сопутствующего ему платинового оруденения [5].

Энынгваямский гипабиссальный комплекс представлен мелкими штоками и силлами габбро, габбродиоритов, диоритов, диорит-порфириров, кварцевых диоритов, гранодиоритов, монцодиоритов, дайками долеритов, габбро и диоритов. Энынгваямские интрузии прорывают вулканогенные образования ачайваямской серии и плутоны вывенского комплекса; с ними связана минерализация золоторудной малосульфидной и медно-кварц-сульфидной формаций.

⁴⁰Ar/³⁹Ar определения возраста амфиболов из габбродиоритов и гранодиоритов комплекса варьируют в пределах 61,6–70,2 млн. лет. U/Pb конкордантные возраста цирконов из габбродиоритов распределились в интервале 68,0–73,6 млн. лет, диоритов – 67,9–68,9 млн. лет, гранодиоритов и гранитов – 68,9–71,0 млн. лет. С учетом результатов геологических наблюдений, возраст комплекса оценивается как маастрихт-датский.

Геодинамическая типизация вулканических и интрузивных пород. Предварительные результаты геодинамической типизации изученных магматитов, с использованием диаграммы “Th-Hf-Ta”, показали следующее.

Распределение фигуративных точек субвулканических базальтов ватынского комплекса вдоль тренда «обогащения мантии во внутриплитных условиях» свидетельствует о формировании и эволюции соответствующих расплавов в обстановках срединно-океанического хребта или спрединговой зоны окраинного моря, в областях преобладающего растяжения.

Фигуративные точки пород ачайваямской серии расположились в трёх областях диаграммы, вдоль «надсубдукционного тренда обогащения умеренно-деплетированной мантии», близкой к «первичной». Положение их интерпретировано как указание на становление нижней и средней подсвит ачайваямской свиты и нижней толщи – инетываямской в рифтогенной обстановке («области растяжения» на диаграммах),



возможно, типа “pull-apart basins”, связанной со скольжением литосферных плит, предваряющим субдукцию. Базальтоиды верхнеачайваямской подсвиты формировались на начальной стадии субдукции (поле между «областями сжатия и областями растяжения»), при плавлении умеренно-деплетированной мантии в условиях незначительного влияния «субдукционного компонента». Образование расплавов, родоначальных для базальтоидов, слагающих вочвинскую свиту и верхние горизонты инетываямской свиты, происходило в типичных надсубдукционных условиях («области сжатия»). Фигуративные точки магматитов энынгваямского комплекса тяготеют к полям ачайваямских «рифтогенных» вулканитов (габбро) и «надсубдукционных» инетываямских (габбродиорит).

История становления Олюторского террейна. В истории развития слагающих его комплексов прослеживается несколько этапов, характерной особенностью большинства из которых является синхронное накопление осадочных и вулканогенных образований. Геологические и петрогеохимические данные указывают на комагматичность вулканических и близких им по возрасту субвулканических и интрузивных образований. Имеющиеся и вновь полученные материалы позволили выделить три периода формирования геологических тел и структур террейна.

В океаническую стадию образованы вулканогенно-кремнистые образования ватынской серии кампанского возраста. Становление вывенского комплекса, образующего с ватынскими вулканитами офиолитовую ассоциацию [1, 2 и др.], произошло в кампан-маастрихтское время. Вероятно, в маастрихте же сформировалась платиновая, кобальтовая, медная с молибденом, золотом, серебром и палладием продуктивная минерализация, связанная с интрузиями вывенского комплекса.

В этап «рифтогенный» (скольжения литосферных плит, предшествовавший субдукции) образовались маастрихтские комплексы ачайваямской серии: ачайваямский, отчасти инетываямский, – и тела габбро энынгваямского комплекса.

В маастрихт-датский этап надсубдукционного вулканизма и плутонизма сформированы верхние горизонты ачайваямской серии и гипабиссальные тела диоритоидов и гранитоидов энынгваямского комплекса. С последним связаны золото-малосульфидная и медно-кварц-сульфидная рудные формации, предположительно, палеоценового возраста.

Выводы

1. Доказан кампанский возраст образований океанической стадии развития Олюторского террейна (ватынская серия); установлен кампан-маастрихтский возраст рифтогенных и маастрихт-датский (палеоценовый?) – островодужных вулканических комплексов ачайваямской серии;

2. Обосновано разделение т.н. таманваямского «верлит-клинопироксенит-монцититового» комплекса на два петротипически и геохронологически самостоятельных комплекса: вывенский (дунит-клинопироксенит-габбровый с плагиогранитами, позднекампан-маастрихтский) и энынгваямский (гранодиорит-диорит-габбровый, маастрихт-датский). Определено время формирования продуктивного благороднометалльного и иных типов оруденения.

3. Не подтвердилось представление [2] об альб-кампанском периоде становления вывенско-ватынских офиолитов. Новые данные позволили сузить возрастной диапазон отложений ватынской серии, относимой прежде к сантон-кампану, и датировать их кампаном. Эти сведения, вкуче с материалами изотопной периодизации вывенского комплекса, меняют взгляды на возраст офиолитов, следовательно, и на возраст новообразованной в зоне спрединга океанической коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2018-2020, проект № 18-2-015.



Литература:

1. Алексеев Э.С. // Геотектоника, 1987. № 4. С. 102–114.
2. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. и др. // Геотектоника, 1982. № 5. С. 74–81.
3. Геология юга Корякского нагорья. / Отв. редактор С.М. Тильман. М.: Наука, 1987. 168 с.
4. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. СПб, 2002. 383 с.
5. Разумный А.В (отв. исполнитель) и др. Гос. геол. карта РФ. М-б 1:1000 000 (третье поколение). Сер. Корякско-Курильская. Лист Р-59 Пахачи. Объяснительная записка. СПб, 2016. 377 с.
6. Федорчук А.В. // Тихоокеанская геология, 1988. № 1. С. 39–52.
7. Чехович В.Д., Сухов А.Н. и др. // Геотектоника, 2009. № 4. С. 37–62.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОКАМЕРНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ И КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ТУВА)

Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю.

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, pol@igm.nsc.ru

В большинстве случаев контактового метаморфизма формирование термальных ареалов происходит в малоглубинных условиях при давлениях, не превышающих 2–3 кбар (Reverdatto et al., 2019). Гораздо меньше примеров существования глубинных контактовых ореолов (Pattison, Tracy, 1991), когда образование метаморфической зональности вблизи интрузива происходило при давлении, превышающем параметры «тройной» точки полимеров Al_2SiO_5 .

Тектоно-магматическая эволюция Сангиленского орогена детально охарактеризована в многочисленных публикациях, в то время как источникам тепла при метаморфизме НТ/LP-типа уделялось мало внимания. Моделирование процессов транспорта магм на верхнекоровые уровни является актуальным для Сангилена, где устанавливается связь метаморфизма НТ/LP-типа с габбро-монцодиоритовыми интрузиями.

Проведенные ранее исследования показали, что повсеместно на площади выходов кристаллического фундамента Западного Сангилена наблюдаются признаки нескольких метаморфических событий: метаморфизм М1 типа Барроу с возрастом в интервале 570–525 млн лет, и высокоградиентный метаморфизм низких/умеренных давлений М2, связанный с внедрениями габбро-монцодиоритовых интрузивов (525, 490, 465 млн лет), дифференциация которых проходила в промежуточных камерах при давлениях около 4, 8, 12 кбар (Egorova et al., 2006).

Работа посвящена реконструкции РТ-параметров и термомеханическому численному моделированию механизма плавления и подъема расплавов в коре с наличием плотностных границ. Объекты моделирования – габбро-монцодиоритовые массивы Западного Сангилена в Ю.-В. Туве (Баянкольский, Башкымугурский, Правотарлашкинский, Эрзинский и др.). Рассмотрен достаточно редкий случай глубинного контактово-метаморфического ореола в обрамлении Баянкольского габбро-монцодиоритового массива. Высокие давления при контактовом метаморфизме установлены с помощью программы Thermocalc и согласуются с данными GBPQ-барометрии, Grt-Crd барометрии, а также с помощью оценки давления по составу магматического амфибола габброноритов. Оценки давления метаморфизма М2 показывают, что Баянкольский интрузив сформирован на более глубинном уровне континентальной коры, чем другие зонально-метаморфические комплексы (М2) Западного Сангилена, проявленные вблизи габбро-монцодиоритовых массивов и относимые к НТ/LP-типу (контактово-метаморфические ареалы вокруг Башкымугурского, Правотарлашкинского, Нарынского массивов (Каргополов, 1991)).



Подходы к описанию последовательного процесса плавления, подъема магмы к поверхности и становлению подобных интрузивов сталкиваются с трудностями построения реалистичных, физически обоснованных моделей транспорта расплавов (Schmeling et al., 2019) ввиду чрезвычайно контрастных свойств и разного реологического поведения магмы и вмещающей среды. Путем численного моделирования показано, что в отличие от диапирового всплывания механизм подъема магмы при порционном плавлении оказывается принципиально иным – в форме проникновения по магматическому каналу или системе каналов (Полянский и др., 2021). Оценено, что скорости подъема диапиров в земной коре (0.8 см/год) более чем на порядок ниже скорости миграции расплава при фракционном плавлении, которая составляет по модельным оценкам 25 см/год. Показано, что этапы развития метаморфической зональности в форме «термального купола» были обусловлены разным режимом течения магматического материала: на первом этапе диапирового типа, на втором – путем просачивания по системе каналов. Смена режимов магматизма определялась, по-видимому, тектоническими факторами. Сделаны модельные оценки длительности интрузивных процессов и степени плавления в нижнем-среднем слое коры Сангиленского орогена на магматическом этапе, вызвавшем проявления высокоградиентного метаморфизма стадии М2.

Литература:

Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса// Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 109–119.

Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилен, Тува, Россия// Геотектоника, 2021, № 1, с. 3–22. DOI:10.31857/S0016853X21010094

Селятицкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А. Глубинный контактово-метаморфический ореол Баянкольского габбро-монцодиоритового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Ю-В Тува)// Геология и геофизика, 2021, т. 62, DOI: 10.15372/GiG2020183

Egorova V.V., Volkova N., Shelepaev R. A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: Evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts// Mineralogy and Petrology, 2006. 88(3), 419–441.

Pattison D.R.M., Tracy R.J. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In: Kerrick D.M. (ed) Contact metamorphism. Reviews in mineralogy, 1991, v. 26. Mineral SocAmer, Washington, pp 105–206.

Reverdatto, V.V., Likhanov, I.I., Polyansky, O.P., Sheplev, V.S., Kolobov, V.Yu. The Nature and Models of Metamorphism. Springer Geology, 2019. Switzerland, Cham. 330 p.

Schmeling H., Marquart G., Weinberg R., Wallner H., 2019. Modelling melting and melt segregation by two-phase flow: new insights into the dynamics of magmatic systems in the continental crust//Geophys. J. Int. 217, 422–450.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Повасев К.С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, kspovasev@geo.komisc.ru

В северной части Приполярного Урала, в бассейне р. Кожим вскрывается наиболее представительный разрез докембрия для всего Тимано-Североуральского региона. В нем выделяются несколько структурно-вещественных комплексов: нижне- и



верхнедокембрийские. Традиционно, выделение стратиграфических подразделений проводится в соответствии со схемой, принятой на IV Уральском межведомственном стратиграфическом совещании (Стратиграфические ..., 1994). Согласно этой схеме, в доверхнерифейском разрезе выделяются (снизу-вверх): няртинский комплекс нижнего протерозоя, обрамляющие его маньхобеинская и щокурынская свиты, принадлежащие к нижнерифейским образованиям и пуйвинская свита, включающая базальную ошизскую толщу, имеющая среднерифейский возраст. Наиболее спорными являются объем и возрастные ограничения нижнего докембрия. Более того, ряд исследователей (Государственная геологическая карта ..., 2001) вовсе отрицают наличие в этом районе нижнедокембрийских образований. Другие (Пыстин, Пыстина, 2014) полагают, что породы маньхобеинской свиты ошибочно были выделены в самостоятельное стратиграфическое подразделение, они представляют собой диафориты по породам няртинского комплекса.

Ранее, в наших работах (Потапов, Попвасев, 2017, 2018) были предложены, дополнительные структурные критерии для разделения всех стратифицированных комплексов докембрия и нижнего палеозоя на основании макроструктурного (морфолого-геометрического) и микроструктурного анализа. В результате проведенных исследований была установлена схожесть структурных особенностей для няртинского комплекса и маньхобеинской свиты. Для утонения или опровержения результатов, полученных по структурным данным для няртинского комплекса и маньхобеинской свиты, были проведены минералогические и химические особенности минералов.

В породах няртинского комплекса были рассмотрены одни из наиболее распространенных пород – биотит-мусковитовые гнейсы и присутствующие в подчиненном количестве гранатовые амфиболиты.

В гнейсах установлен следующий минеральный состав: кварц, мусковит, биотит, гранат, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, эпидот, среди аксессуарных выделяются апатит, рутил, титанит, монацит, циркон.

Гранаты, в составе гнейсов можно разделить на несколько групп: гранаты с примерно равными долями альмандинового и гроссулярового миналов ($\text{Prp}_{0-2}\text{Alm}_{45-51}\text{Sps}_{3-13}\text{Grs}_{41-52}\text{Adr}_{0-1}$) и гранаты с преобладанием альмандинового минала ($\text{Prp}_{2-3}\text{Alm}_{48-66}\text{Sps}_0\text{Grs}_{22-39}\text{Adr}_{0-1}$). Зональность в гранатах четко проявлена, и выражена тенденцией уменьшения альмандинового минала от центральных частей кристаллов, и увеличением гроссулярового минала к краевым частям. Слюды группы биотита, в соответствии с номенклатурой (Rieder et al., 1999), имеют промежуточный аннит-флогопитовый состав, с общей формулой $[\text{K}_{0,89}]_{0,89}[\text{Fe}^{2+}_{1,70}\text{Mn}_{0,02}\text{Mg}_{0,6}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,38}\text{Ti}_{0,13}]_{2,83}(\text{Si}_{2,70}\text{Al}^{\text{IV}}_{1,25})_{3,95}\text{O}_{10}(\text{OH}_{2,00})_{2,00}$. Полевые шпаты представлены плагиоклазом – альбитом ($\text{Ab}_{97}\text{An}_2\text{Ort}_1$), и барий-содержащим калиевым полевым шпатом – ортоклазом ($\text{Ort}_{95}\text{Ab}_5$).

В составе гранатовых амфиболитов няртинского комплекса определяются: амфибол, кварц, гранат, хлорит, аксессуарные апатит, ильменит, плагиоклаз.

Классификация амфиболов проводилась по соотношению кальция к сумме кальция и натрия в позиции В (Hawthorn et al., 2012). Все изученные амфиболы вошли в группу кальциевых амфиболов $^{\text{B}}\text{Ca}/^{\text{B}}(\text{Ca}+\text{Na})\geq 0.75$. В соответствии со схемой классификации амфиболов данного типа, состав их соответствуют феррочермакиту. Гранаты в амфиболитах представлены преимущественно альмандином ($\text{Prp}_{3-9}\text{Alm}_{45-63}\text{Sps}_{6-20}\text{Grs}_{21-31}\text{Adr}_{0-1}$), с четко выраженной зональностью, проявленную в увеличении гроссулярового минала в краевых частях гранатов. Полевые шпаты представлены альбитом ($\text{Ab}_{98}\text{An}_2$) и олигоклазом ($\text{Ab}_{80}\text{An}_{20}$).

В породах маньхобеинской свиты были изучены мусковит-гранатовые гнейсы и гранатовые амфиболиты, которые встречаются в виде редких реликтов среди мусковит-хлорит-альбит-кварцевых и альбит-эпидот-актинолитовых сланцах.



Гнейсы маньхобеинской свиты сложены: кварцом, мусковитом, гранатом, биотитом, эпидотом, акцессории: циркон, ильменит.

Слюды группы биотита схожи по составу со слюдами гнейсов в породах няртинского комплекса, и имеют промежуточный состав между аннитом и флогопитом. Общая формула – $[K_{0,92}]_{0,92}[Fe^{2+}_{1,21}Mn_{0,12}Mg_{1,11}Al^{VI}_{0,44}Ti_{0,10}]_{2,98}(Si_{2,80}Al^{IV}_{1,20})_{4,00}O_{10}(OH_{2,00})_{2,00}$. Алмандиновые гранаты имеют выраженную зональность от центра к краям зерен с уменьшением пиропового, алмандинового и спессартинового и увеличением гроссулярового минала ($Prp_{5-11}Alm_{64-75}Sps_{3-13}Grs_{5-26}Adr_{0-1}$).

Гранатовые амфиболиты имеют следующий состав: амфибол, кварц, гранат, биотит, хлорит, плагиоклаз, эпидот, среди акцессорных выделяются апатит, ильменит. Гранаты из образцов гранатовых амфиболитов, имеют схожие тенденции зональности с гранатами из гранатовых амфиболитов няртинского комплекса. Содержание миналов – $Prp_{6-7}Alm_{48-62}Sps_{8-14}Grs_{20-22}Adr_{0-1}$. Минералы группы биотита представлены промежуточным составом аннит-флогопит и имеют общую формулу: $[K_{0,90}]_{0,90}[Fe^{2+}_{1,43}Mg_{1,02}Al^{VI}_{0,33}Ti_{0,10}]_{2,88}(Si_{2,83}Al^{IV}_{1,17})_{4,00}O_{10}(OH_{2,00})_{2,0}$. Во всех образцах гранатовых амфиболитов маньхобеинской свиты, состав амфиболов идентичен составу амфиболитов няртинского комплекса, и соответствует феррочермакиту.

Для сравнения вышеописанных пород, произвелось сравнения температур гнейсов и амфиболитов няртинского комплекса и маньхобеинской свиты. В гнейсах няртинского комплекса проведенные расчеты, с использованием Grt-Vt термометра (Holdaway, 2000), указывают на максимальные температуры кристаллизации гранатов, около 620 °С. К краевым частям температура постепенно снижается до 565 °С.

Применение Grt-Vt термометра (Holdaway, 2000) для гнейсов маньхобеинской свиты, отражает значения температур кристаллизации минерала, в центральных частях $T_{центр} = 550-610$ °С, в краевых частях этот показатель падает до 520–540°С.

Для гранатовых амфиболитов няртинского комплекса и маньхобеинской были рассчитаны температуры с использованием Grt-Hlb термометра (Perchuk, 1991). Полученные максимальные значения температур кристаллизации граната, в центральных частях составляют 600–620 °С.

Данные проведенных исследований свидетельствуют о близком составе породообразующих минералов в гнейсах и амфиболитах няртинского комплекса и маньхобеинской свиты. Температурные параметры пиковых условий метаморфизма в породах рассматриваемых подразделений близки (около 620 °С). Краевые части гранатов из гнейсов маньхобеинской свиты отличаются повышенным содержанием гроссулярового минала и относительно низкими температурами кристаллизации (500 °С), что, по-видимому, связано с проявлением диафтореза.

Таким образом, изучение состава минералов из пород няртинского комплекса и маньхобеинской свиты подтверждают представление об ошибочном выделении маньхобеинской свиты в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения.

Литература:

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Изд. 2-е). Серия Полярно Уральская. Лист Q-41XXV / В. Н. Иванов, Т. Б. Жаркова, И. Ю. Курзанов и др. СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2002.

Потапов И.Л., Попвасев К.С. Структурная эволюция докембрийских пород северной части Приполярного Урала акцессорных // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. № 10. С. 9–20.

Потапов И. Л., Попвасев К. С. Пример использования структурных методов для корреляции и расчленения верхнерифейских и нижнепалеозойских отложений северной части Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2018. № 10. С. 10–16.



Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера, № 3. 2014. – С. 41–50.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.

Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., J. C. Schumacher, Welch M. D. IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. P. 2031–2048.

Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. Vol. 85, P 881–892.

Milan R., Cavazzini G., D'yakonov Yu., et al. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998, Vol. 36 (3), P. 905–912.

Perchuk L.L. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinskiy, L.L. Perchuk (Ed.), Cambridge University Press, Cambridge, 1991, p.93-112, DOI:10.1017/SBO9780511564444.007

ВОЗРАСТ ЗИМОВЕЙНИНСКОГО МАССИВА ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРОНОРИТОВ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Попов Н.В.¹, Мальковец В.Г.², Лиханов И.И.³

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

²НИГПАК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия,
vladimir.malkovets@gmail.com

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, likh@igm.nsc.ru

Южно-Енисейский кряж (Ангаро-Канский блок) является краевым выступом фундамента Сибирской платформы. Он представляет собой сложное геологическое сооружение, включающее в себе разнообразные и разновозрастные метаморфические и магматические комплексы (Попов, 2001). Специфика метаморфических толщ северной части блока выражена в присутствии кузеевскогранулитового комплекса, насыщенного (в некоторых участках до 50%) метабазами. Среди них по особенностям петрохимического и геохимического состава выделяется, по крайней мере, три самостоятельных серии метабазитов (Ножкин, Туркина, 1993).

Гранулитовые ортогнейсы канской серии, вмещающие Зимовейнинский массив представлены преобладающими метавулканидамицитонового и риодацитового состава и менее распространены метаандезиты (Ножкин, Туркина, 1993). Для последних имеются определения изотопного U-Pb возраста (табл.) – 1,89 и 1,84 млрд лет. Близкие датировки получены для трёх тел мафитовыхгранулитов (Туркина, Сухоруков, 2016) около 1,9 млрд лет с оценками возраста метаморфизма 1,85 и 1,78 млрд лет (табл.). Кислые метавулканиды интенсивно мигматизированы и насыщены специфическими выплавками – богуниты и кузеевиты с возрастом 1,85 и 1,73 млрд лет, соответственно. Возраст метаморфизма парагнейсов варьирует от 1,78–1,89, а также 1,74 млрд лет (табл.).

Наиболее крупным представителем метамафитовых тел является дифференцированный Зимовейнинский пироксенит-анортозит-габброноритовый массив, впервые описанный Т.Я. Корневым (Корнев, 1962, Докембрийские..., 1986, Корнев и др., 2002), который вскрывается в береговых обнажениях р. Енисей от устья р. Посольная вниз по реке на протяжении около 17 км. Массив представляет собой вытянутое, расширяющееся (от 0,5–1 до 6 км) к северу тело, где оно перекрыто четвертичными отложениями. Площадь обнаженной части превышает 40 кв. км. Массив расположен в зоне Енисейских сдвиговых деформаций и приурочен к пластине, сложенной мигматизированными гранулитовыми гнейсами с



будинами габброидов троктолитовой ассоциации (Попов, Изох, 2013), контактирующей по тектоническим нарушениям с толщами енисейской серии амфиболитовой фации метаморфизма.

В массиве преобладают габбронориты и нориты, менее распространены пироксениты, анортозиты и рудное габбро. Габброиды характеризуются постоянным минеральным составом. Главными минералами являются ортопироксен и плагиоклаз, менее распространен клинопироксен. В подчиненных количествах встречаются кварц и биотит; в качестве акцессорных минералов отмечаются ильменит, магнетит, апатит, рутил и сульфиды. Рудное габбро характеризуется повышенным содержанием ильменита. Пироксен в магнезиальных габброидах и пироксенитах представлен инвертированным пижонитом. Железистость ортопироксенов, в зависимости от состава пород, меняется от 45 до 37 % (18 % в пироксенитах). Содержание глинозема варьирует от 1 до 6%. В моноклинных пироксенах эти параметры соответствуют: 35–24 % (11 %) и 1,5–7,5 %. Плагиоклаз меняет свой состав в широком диапазоне – 40–70% анортита в габброидах и до 80 % в анортозитах и пироксенитах. Гранат в среднем соответствует пироп–альмандиновому (15 % и 61 %, соответственно) ряду с существенной (22 %) долей кальциевого компонента и незначительной (2 %) примесью – спессартинового (Попов, Изох, 2013).

Габброиды массива зачастую интенсивно катаклазированы, как в краевых частях, так и по отдельным зонам внутри массива. Они претерпели метаморфические преобразования в гранулитовой фации метаморфизма, с чем связано неравномерное по площади в пределах массива образование граната по границе зерен плагиоклаза с пироксенами (Ревердатто, 1988). Подобные образования особенно часто встречаются среди секущих дайкообразных тел метабазитов и в "рудных" габбро – в ассоциации с ильменитом. Рудное габбро характеризуется повышенным содержанием ильменита, грубозернистым такситовым «пегматоидным» строением. Одно из рудных тел, обнажающееся на левом берегу Енисея, детально описано Т.Я. Корневым (Корнев и др., 2002), имеет секущее отношение с гнейсовидностью габброидов.

В эндоконтактной зоне массива часто встречаются мезократовые породы макроскопически отличающиеся от габброидов постоянным присутствием породообразующих минералов – кварца, граната, амфибола и биотита. Породы подвержены катаклазу, но под микроскопом на фоне бластовой структуры видны реликты магматической субофитовой структуры. По составу они соответствуют диоритам – кварцевым диоритам нормальной щелочности с преобладанием Na_2O над K_2O , их соотношение колеблется от 1,3 до 2,7. Характерна повышенная магнезиальность – содержание MgO варьирует от 5,15 до 7,34. Учитывая постоянное присутствие гиперстена их можно назвать эндербитоидами. В целом темноцветные минералы по составу несколько отличаются от минералов габброидов. Гранат в среднем содержит 24 % пироба, 59 % альмандина, 15 % кальциевого компонента и 2 % – спессартинового. Железистость гиперстена 37 %, содержание глинозема 1,3 %. По данным Т.Я. Корнева (Корнев, 1962) в контактовой зоне массива выделяются линзовидные тела диоритов и гиперстеновых гранитов с постепенными переходами с габброидами и между собой, что объяснялось контаминацией и ассимиляцией вмещающих гнейсов. В последней работе (Корнев и др., 2002) эти образования квалифицируются как результат гранитизации габброидов. Наши наблюдения подтверждают первую точку зрения.

Для изотопных исследований были выделены акцессорные цирконы из рудного габбро, расположенного на левом берегу р. Енисей, около 0,5 км ниже устья руч. Конгоротка, с координатами $57^{\circ}14'37''\text{Сш}$, $93^{\circ}25'2''\text{Вд}$. Две пробы из центральной (98–98) и краевой (12–13) части рудного тела, обогащенного ильменитом, грубозернистого (пегматоидного) облика. Мощность этого дайкообразного тела около 15 м, по отношению к гнейсовидности вмещающих габброидов оно имеет резко секущее положение (Корнев и др., 2002).

Таблица 1. Оценка изотопного возраста протерозойских метаморфических и магматических комплексов канской серии Южно-Енисейского кряжа.

| комплекс <i>массив</i> | порода | минерал | метод | возраст млн. лет | источник |
|---------------------------|--|--|--|---|--|
| Канский метаморфический | мафические гранулиты | циркон | SHRIMP-II | 1917±10 ¹ 1776±8 ² 1935±14 ¹ 1848±7,6 ² 1778±22 ² 1890±6 ¹ 1772±12 ² | Туркина О.М., Сухоруков В.П., 2015 |
| | Гиперстеновый плаг иогранит (метаандезит) Гиперстеновый плаг иогранит (метаандезит) эндербит (богунит) | циркон | U-Pb изохронный | 1890±10 ¹ 1840±50 1780±10 ² 1855 ¹ | Бибикова и др., 1993 |
| | гиперстен- ортоклазовый гранит (кузеевит) | циркон | U-Pb изохронный | 1734±4 | Бибикова и др., 2001 |
| | парагнейсы | циркон (детрит) | SHRIMP-II | 2662-1870 2293-2022 1860 ² | Urmantseva et al., 2012 |
| | сапфирин- гиперстеновый гнейс гиперстеновый гнейс | циркон (детрит) циркон циркон | SHRIMP-II SHRIMP-II SHRIMP-II | 3750-1930 1888±17 ² 1778±8 ² 1800±23 ² | Sukhorukov et al. 2018 |
| | гиперстен- силлиманитовый гнейс | монацит монацит +циркон | Th-U-Pb PbO- ThO биминеральн изохрона | 1739±17 ² 1744±26 ² | Лиханов и др., 2016 |
| | гиперстен- гранатовый мигматизированный гнейс | циркон | U-Pb- LA ICP MS | 1823±29 ² | Собственные данные |
| | Зимовейнинский | гиперстен- гранатовый диорит (эндербитоид) рудное габбро пегматоидное габбро | циркон | U-Pb- LA ICP MS | |

¹ – возраст магматизма, ² – возраст метаморфизма

Проба (98–130) которая характеризует эндоконтактный эндербитоид, отобрана в северо-западной части массива, на правом берегу р. Енисей, около 1 км выше устья р. Курбатова (координаты 57°17'21"Сш, 93°20'52"Вд). Вмещающие метаморфические толщи мигматизированные гиперстен-гранатые гнейсы опробованы на левобережье Енисея в 1 км



ниже устья руч. Пятково (координаты 57°24'11"Сш, 93°14'11"Вд), вблизи одной из точек опробования мафитовых гранулитов (Туркина, Сухоруков, 2016).

Датирование цирконов проводилось методом LAM-ICPMS (Agilent 7900cs с лазерным пробоотборником NewWave 193nm) в "NationalKeyCentre GEMOC/CCFS" в Университете Маккуори (Сидней, Австралия). Цирконы изрудного габбро для пробы из центральной части тела показали возраст пересечения дискордии 1654±100 млн лет, из краевой части тела – конкордантные значения (4 точки) 1732±34 млн лет, что в пределах ошибки можно принять за возраст одного события. Эндоконтактовые эндербитоиды интерпретируются как магматические образования с возрастом 1861±41 млн лет – пересечение с дискордией и 4 точки совпадающих конкордантных значений. Возраст мигматизации вмещающих толщ по пересечению дискордии и четырём конкордантным значениям 1823±29, что несколько меньше возраста первого этапа метаморфизма и больше – второго, определённого по мафическим гранулитам (табл. 1).

Таким образом, если принять возраст образования эндербитоидов одновременным с формированием дифференцированного габброидного массива, что соответствует первому метаморфическому событию с выплавками и обособлением тел богунитов (Бибикова и др., 1993). «Рудообразование» оторвано во времени и соответствует времени метаморфизма гиперстен-силлиманитовых гнейсов (Лиханов и др., 2015) с отделением небольших гранитоидных масс кузеевитов (Бибикова и др., 2001). Вероятно, внедрение мафитовой магмы, сформировавшей дифференцированный габбро-норитовый массив, происходило в близкое по времени к первому этапу метаморфизма (Туркина, Сухоруков, 2015), т.е. в «разогреты/неостывшие» метаморфические толщи канского комплекса. Такое отсутствие чётких дискретных максимумов возраста перечисленных процессов (табл.) свидетельствует, скорее всего, о неоднородном метаморфическом изменении изотопных систем единого непрерывного процесса длительного остывания.

Авторы признательны О.М. Туркиной за обсуждение результатов изотопных исследований, которое способствовало улучшению представленной статьи.

Литература

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж). // Геология и геофизика. 2001, №5, с. 866–868.

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. и др. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.

Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского кряжа. Путеводитель Енисейской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1986. 117с.

Корнев Т.Я. Габбро-норитовая интрузия южной части Енисейского кряжа // Геология геофизика. 1962. № 5. С. 34–43.

Корнев Т.Я., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зимовейнинский массив – эталон кимбирского дунит-пироксенит-габбрового комплекса. Красноярск: КрасГео, 2002. 128с.

Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии Наук. 2006. Т. 411. № 2. С. 235–239.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 223 с.

Попов Н.В. Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2001, 42 (7), с. 1028–1041.



Попов Н.В., Изох А.Э. Дифференцированные габброиды Южно-Енисейского кряжа как индикаторы раннепротерозойских субдукционных событий // Доклады Академии наук, 2013, 450, № 2, с. 212–217.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Возрастные рубежи и условия метаморфизма мафических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока (*юго-запад Сибирского кратона*) // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 11, с. 1961–1986.

Ревердатто В.В. Гранатовые друзиты в архейских габбро Енисейского кряжа // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302. № 7. С. 1196–1200.

Sukhorukov V.P., Turkina O.M., Tesselina S., Talavera C. Sapphirine-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian craton (Angara-Kan block): Implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism // Gondwana Research. 57 (2018). P. 26–47.

Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulitegneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): provenance characteristic, deposition and age // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 49. P. 7–19.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ СЕРПЕНТИНИТОВ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Попов Ю.В.¹, Пустовит О.Е.²

¹Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия, popov@sfedu.ru

²ООО «ГеоБазисПроект», Ростов-на-Дону, Россия

В герцинской структуре зоны Передового хребта Большого Кавказа присутствуют ассоциирующиеся пластинами тектонических покровов и зонами крупных разломов апогипербазитовые (апоперидотитовые) серпентиниты, условно относимые к верхнему протерозою. Ряд ключевых вопросов их геологии, включая обоснованность объединения в единый комплекс, реконструкцию условий метаморфических трансформаций, формационную и геодинамическую принадлежность протолита, являются дискуссионными в силу относительно слабой минералого-петрографической охарактеризованности пород.

Изучение состава занимающих разную структурную позицию выходов (в составе Беденского, Даховского, Кишинского, Нижнетебердинского выступов) выявляет различие состава пород. По данными рентгенофазового и синхронного термического анализа в Даховском и Нижнетебердинском выступах (на северной периферии зоны Передового хребта) преобладают хризотил-лизардитовые разности с широким развитием β -лизардита (судя по реликтовой петельчатой структуре с обогащенными железом внутренними зонами и выделением пылевидного магнетита). Мессбауэровские спектры этих пород обладают сходным набором компонент, выделяются присутствием свойственных гематиту значений сверхтонкого магнитного поля (при различном его соотношении с магнетитом); доля Fe^{2+} составляет ~20-35%. Залегающие между тектоническими покровами кишинские серпентиниты превращены в «тектонические окатыши» с разным составом внутренних частей и оторочек. Первые имеют антигоритовый состав, характеризуются высокой долей Fe^{2+} (свыше 40 %) и отсутствием свойственных гематиту значений сверхтонкого магнитного поля; вторые – антигорит-хризотилитовые или лизардит-хризотилитовые, с долей Fe^{2+} ~30%.

В силу полной утраты исходного минерального состава важное значение имеет изучение аксессуарных хромшпинелидов, строение и состав которых выступают информативными генетическими маркерами (Kamenetsky et al., 2001). Электронно-зондовое картирование выявляет в них зональность, являющуюся следствием метаморфических трансформаций (рис. 1). Ядра хромшпинелидов из серпентинитов рассматриваемых комплексов изменяются от хромпикотитов – алюмохромитов до субферрихромитов (в Даховском выступе) в соответствии с трендом, типичным для ультрамафитов офиолитовых

ассоциаций, оторочки ядер – низкоглинозёмистым разновидностям (рис. 2-1), тонкие внешние оторочки – магнетитам. Статистическая обработка результатов электронно-зондового микроанализа состава зерен с обогащенными алюминием ядрами указывает на замещения, главным образом, вызванные привнесом железа, никеля, марганца и выносом магния, алюминия, хрома и ванадия (определяющим нагрузку I фактора) (Porov et al., 2021). Наличие хорошо оформленных феррихромитовых каемок является следствием длительного метаморфического прогрева (Kapsiotis, 2014), а интенсивное замещение железом как трех-, так и двухвалентных катионов – восстановительных условий во флюидной системе. Развитие хромитовых каемок в даховских хромшпинелидах рассматривается как следствие повышенного отношения флюид/порода (Gervilla et al., 2012).

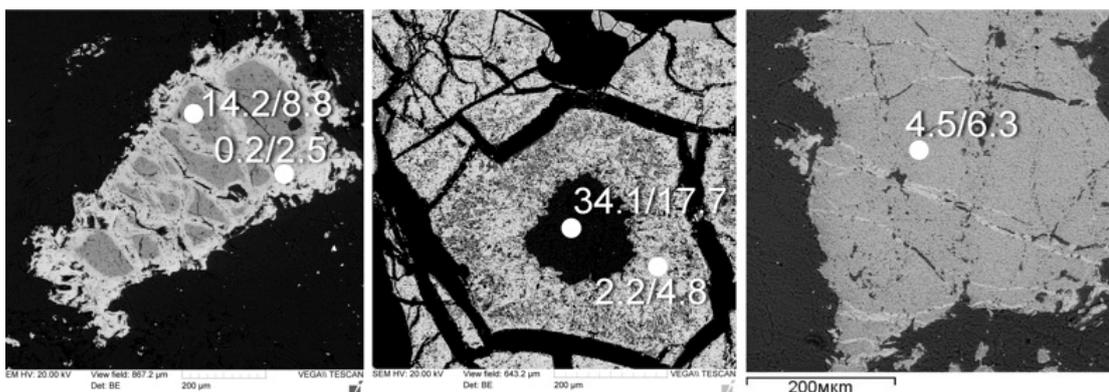


Рис. 1. Типичная зональность хромшпинелидов: а – Кишинского выступа, б – Нижнетебердинского массива, с – Даховского выступа; содержание Al_2O_3/MgO в мас. %

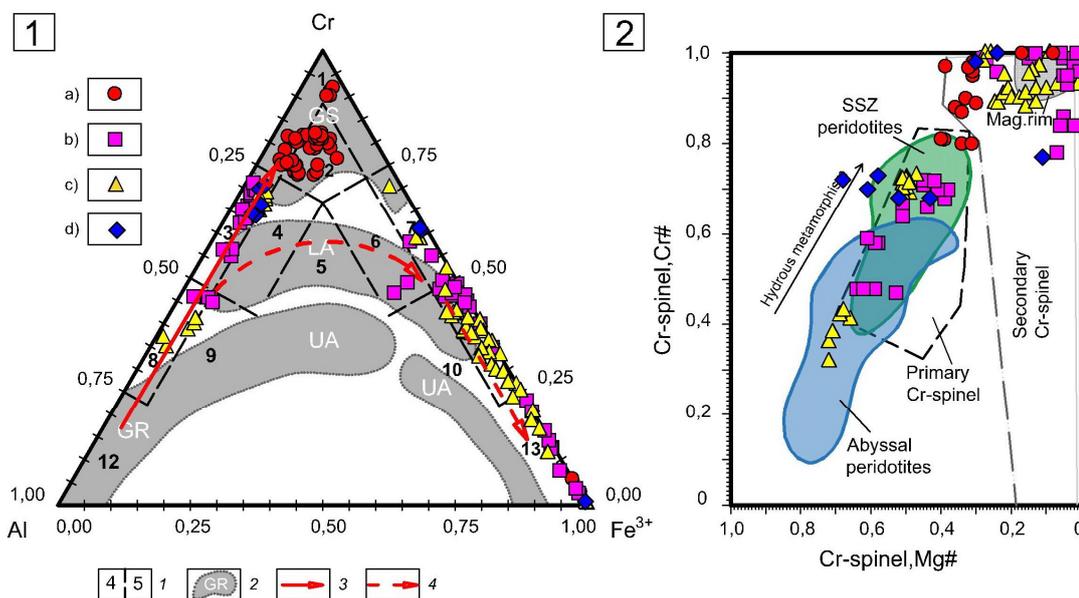


Рис. 2. Положение составов хромшпинелидов: 1) на диаграмме Al - Cr - Fe^{3+} ; 2) на диаграмме Cr# - Mg#, относительно составов первичных и метаморфических хромшпинелидов (по (Grieco, Merlini, 2012), абиссальных и океанических надсубдукционных перидотитов (по (Dick, Bullen, 1984, Parkinson, Pearce, 1998))). Условные обозначения: 1 – поля составов в соответствии классификацией Н.В. Павлова; 2 – стадии метаморфизма (по (Saumur, Hattori, 2012)); 3 – первичный тренд дифференциации в верхней мантии; 4 – тренд метаморфического преобразования в коровых условиях. Составы хромшпинелидов: а – Даховского выступа, б – Кишинского выступа, с – Нижнетебердинского массива, d – Беденского массива.



Анализ данных указывает, что формирование минеральных ассоциаций связано с условиями зеленосланцевой фации метаморфизма, и они не несут следов более высокотемпературных преобразований. В целом, особенности апогипербазитов указывают на их протрузивные преобразования в ходе образования тектонических меланжей при формировании герцинской покровно-надвиговой структуры и не несут признаков поступления из мантии по глубинным разломам. При этом намечается дифференцированность: относительно повышенные значения РТ и пониженная насыщенность геологической среды флюидами (восстановительного состава) реконструируются для серпентинитов, пространственно ассоциирующих с Кизилкольским тектоническим покровом (Кишинский выступ), отождествляемым с фрагментами остоводужного комплекса; более низкие – для северных выходов, тяготеющих к Тоханскому покрову с окраинноморскими(?) комплексами разломам фланга Передового хребта (наименее преобразованы серпентиниты зоны тектонического меланжа на фланге Даховского кристаллического выступа).

Ядра хромшпинелидов, составы которых, в целом, отвечают магматическим разностям и рассматриваются как приближенно соответствующие первичным составам, указывают на сходство с хромшпинелидами ультрабазитов офиолитов супра- или надсубдукционных зон (SSZ) (рис. 2-2) и близки к хромшпинелидам преддуговых офиолитов (в частности проявляют сходство с составами из серпентинитовых диапиров фронтальных частей Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг (Popov et al., 2021)). С учетом разной структурой позиции и характера преобразований в ходе обдукции, не исключена приуроченность к разным частям субдукционной системы.

Исследования выполнены на базе «Центра исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного федерального университета.

Литература:

- Dick, J.B., Bullen, T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Petrol.* 1984. Vol. 86. Pp. 54–76.
- Gervilla, F., Padrón-Navarta, J.A., Kerestedjian, T., Sergeeva, I., González-Jiménez, J.M., Fanlo, I. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: A two-stage process // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2012. Vol. 164 (4). Pp. 643–657.
- Grieco, G., Merlini, A. Chromite alteration processes within Vourinos ophiolite // *International Journal of Earth Sciences.* 2012. Vol. 101 (6). Pp. 1523–1533.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology.* 2001. Vol. 42 (4). Pp. 655–671.
- Kapsiotis, A. Composition and alteration of cr-spinels from milia and pefki serpentinitized mantle peridotites (Pindos ophiolite complex, Greece) // *Geologica Carpathica.* 2014. Vol. 65 (1). Pp. 83–95.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a SupraSubduction Zone Setting. // *J. Petrol.* 1998. Vol. 39 (9). Pp. 1577–1618.
- Popov, Yu.V., Pustovit, O.E., Nikulin, A.Yu. Mineral composition of serpentinites of the kishinskij protrusion (Greater Caucasus) // *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii.* 2021 Vol. 11 (1). Pp. 38–51.
- Saumur, B.M., Hattori, K. Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic // *Mineralogical Magazine.* 2012. 77 (1). Pp. 117–136.



РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЗАПОЛЯРНАЯ ВЕРХНЕ-МУНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ)

Потанов С.В.¹, Шарыгин И.С.^{1,2}, Константинов К.М.¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; potanovsv@crust.irk.ru

²Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Кимберлиты – уникальные магматические породы, возникшие в результате кристаллизации расплавов, имеющих наиболее глубинное происхождение (>150 км). Вопрос о составе первичного/примитивного/родительского расплава кимберлитов до сих пор является дискуссионным. Сложность решения данного вопроса заключается в том, что кимберлит как порода не отвечает составу даже родительского кимберлитового расплава, так как кимберлиты содержат большое количество ксеногенного мантийного и корового материала и практически повсеместно преобразованы вторичными процессами (серпентинизация и т.д.).

В 2000-х гг. в трубке Удачная-Восточная (Далдынское поле, Якутия) на глубине более 410 м были обнаружены уникальные неизменные кимберлиты, незатронутые постмагматическими процессами (Kamenetsky et al., 2012, 2014; Golovin et al., 2017). Эти кимберлиты характеризуются отсутствием серпентина и других вторичных водосодержащих минералов; содержание воды в них не превышает 0.6 мас. %. В отличие от других кимберлитов, где в основной массе доминирующими минералами являются вторичные серпентин и кальцит, основная масса неизменных кимберлитов обогащена щелочными карбонатами, сульфатами, сульфидами и хлоридами (до 30 об. %). Такие же минералы были найдены среди дочерних фаз первичных и псевдвторичных расплавных включений в фенокристаллах оливина и первичных расплавных включений в шпинелидах, монтичеллите и перовските основной массы как неизменных, так и серпентинизированных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Golovin et al., 2007, 2017; Kamenetsky et al. 2008; Abersteiner et al., 2018a). Таким образом, комплексное исследование неизменных кимберлитов, которые также характеризуются уникально высокими концентрациями щелочей и хлора ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 8 мас.%, Cl до 6 мас.%), говорят о том, что кимберлитовый расплав трубки Удачная-Восточная мог изначально иметь щелочно-карбонатный состав с высоким содержанием хлора (Kamenetsky et al., 2012, 2014; Golovin et al., 2017). На основании данных исследований был сделан вывод, что в основной массе серпентинизированных кимберлитов трубки Удачная-Восточная также изначально присутствовали щелочные карбонаты и хлориды, которые были уничтожены в результате вторичных изменений. Однако данные минералы сохранились в виде включений в магматических минералах кимберлитов, наиболее устойчивых при вторичных изменениях.

После обнаружения неизменённых кимберлитов трубки Удачная-Восточная, исследователи начали уделять внимание изучению расплавных включений в магматических минералах других кимберлитов мира. В результате, первичные расплавные включения, содержащие щелочные карбонаты, сульфаты, сульфиды и хлориды были обнаружены в оливине, перовските, апатите, монтичеллите, кальците и шпинелидах из кимберлитов Канады, Гренландии, Финляндии и ЮАР (Kamenetsky et al., 2009; Giuliani et al., 2017; Abersteiner et al., 2018a, 2018b, 2020).

Одними из первых минералов, кристаллизующихся из кимберлитового расплава при температуре около 1200 °С наряду с оливином, являются хромшпинелиды (Mitchell, 2008). Хромшпинелиды из кимберлитов, образующие центральные части зональных зерен шпинелидов, часто содержат первичные расплавные включения (Giuliani et al., 2017;



Abersteiner et al., 2019, 2020). Эти включения являются реликтами родительского кимберлитового расплава.

В данной работе представлены результаты предварительных исследований полиминеральных включений в шпинелидах трубки Заполярная (Верхне-Мунское поле, Якутия). Шпинелиды в основной массе кимберлитов трубки Заполярная представлены зональными зернами. Центральная часть зерен сложена магнезиохромитом ($Cr\# = Cr/(Cr+Al) = 0.6-1.0$, $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) = 0.5-0.7$), кайма – магнетитом/магнезиоферритом. Включения ограненных шпинелидов, схожие по составу с ядрами зональных шпинелидов, были обнаружены в фенокристаллах оливина. Таким образом, магнезиохромит из трубки Заполярная совместно с оливином является наиболее ранней фазой, которая кристаллизовалась из кимберлитового расплава.

Поликристаллические включения обнаружены в центральных частях зональных шпинелидов, в магнезиохромите. В плоскости полировки наблюдаются одиночные включения или несколько включений, располагающихся хаотично. Форма включений различная – изометричная, неправильная, вытянутая. Часто наблюдается огранённая форма, соответствующая отрицательному кристаллу. Размер включений составляет до 20 мкм по длинной оси. Данные включения были интерпретированы нами как первичные раскристаллизованные расплавные включения. В результате исследования методом сканирующей электронной микроскопии, совмещенной с энергодисперсионной спектроскопией (СЭМ ЭДС) было установлено, что некоторые дочерние минералы во включениях характеризуются присутствием щелочей и отсутствием кремния (рис. 1) и предположительно являются щелочными карбонатами. Данное предположение было подтверждено с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР) (рис. 2). КР-спектр Na-K-Ca-содержащего карбоната (Na-K-Ca-carb) во включении в магнезиохромите на рис. 1 характеризуется присутствием асимметричного сильного пика на $1083-1084\text{ см}^{-1}$ с плечом $\sim 1072-1073\text{ см}^{-1}$ и слабого пика на $710-711\text{ см}^{-1}$ (рис. 2а). Данные моды соответствуют колебаниям карбонат-иона и характерны для ньеререита $(Na,K)_2Ca(CO_3)_2$ (рис. 2б.) В КР-спектрах Na-K-Ca-carb из других включений часто проявляется пик на $1072-1073\text{ см}^{-1}$. В КР-спектре Na-K-Ca-carb во включении на рис. 1, присутствует пик на $1112-1114\text{ см}^{-1}$ (рис. 2б), являющийся наиболее интенсивным пиком для нортупита $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$. Во включениях также присутствует брэдлит $Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$, пики которого отчетливо фиксируются на 971 и 1077 см^{-1} . Кроме щелочных карбонатов в первичных расплавных включениях в магнезиохромите были идентифицированы кальцит, доломит, апатит и оливин (рис. 1, 2.). Вдоль стенок включений в шпинелиде часто наблюдаются участки с повышенным содержанием железа (рис. 1).

По результатам предварительных исследований расплавных включений в хромшпинелидах из трубки Заполярная не было обнаружено столь обильного количества минеральных фаз как в предыдущих исследованиях расплавных включений в магматических минералах кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Golovin et al., 2007; Kamenetsky et al. 2008; Abersteiner et al., 2018a, 2018b, 2020). Однако, как и в случае с трубкой Удачная-Восточная, присутствие щелочных карбонатов и брэдлита в изученных расплавных включениях в хромшпинелидах основной массы кимберлитов свидетельствует о том, что родительский расплав был обогащен щелочами и CO_2 и, вероятно, являлся щелочно-карбонатным. Таким образом, присутствие щелочных карбонатов в расплавных включениях в магматических минералах различных кимберлитов Якутии и мира подтверждает щелочно-карбонатный состав первичного/примитивного/родительского расплава кимберлитов в целом, а не только трубки Удачная-Восточная.

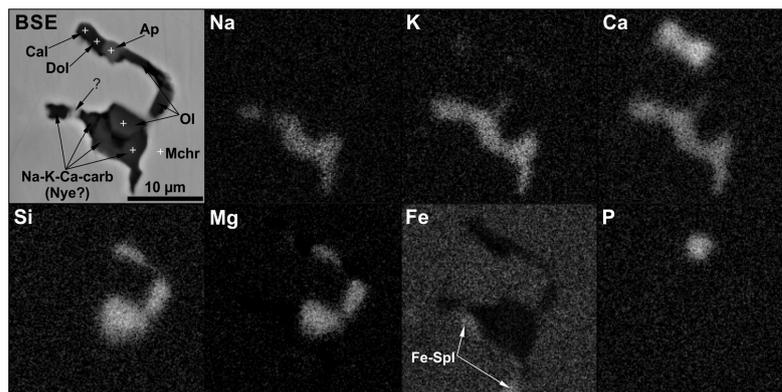


Рис. 1. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE) и карты распределения элементов (СЭМ-ЭДС) для вскрытого поликристаллического включения в магнезиохромите. Mchr – магнезиохромит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Ap – апатит, Ol – оливин, Na-K-Ca-carb – Na-K-Ca содержащий карбонат, Nye – ньерерит, Fe-Spl – шпинелид с повышенным содержанием железа. Белый крест – место измерения КР-спектра.

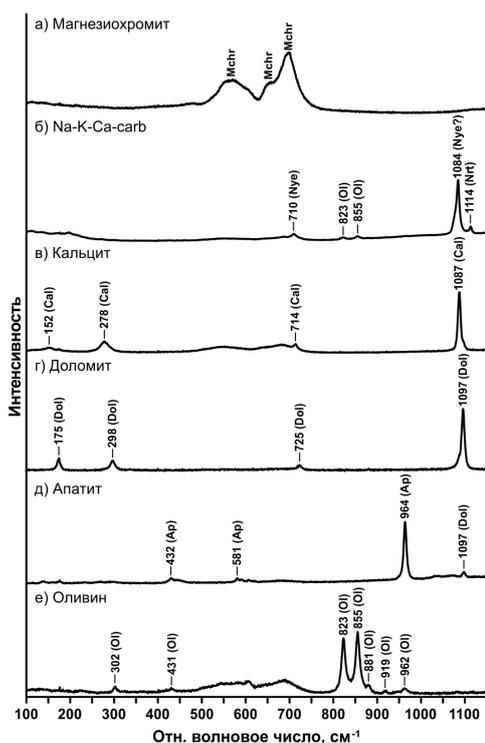


Рис. 2. КР-спектры дочерних минералов, обнаруженных во включении в магнезиохромите на рис. 1. Символы минералов – также как на рис. 1. Nrt – нортупит. Широкие слабые пики в области 500–750 см^{-1} на спектрах (в) и (е) – пики минерала-хозяина.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 20-35-90118).

Литература:

Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Kamenetsky M., Goemann K. Was crustal contamination involved in the formation of the serpentine-free Udachnaya-East kimberlite? New insights into parental melts, liquidus assemblage and effects of alteration // *Journal of Petrology*. 2018a. V. 59. №8. P. 1467–1492.

Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Pearson D.G., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Rodemann T. Monticellite in group-I kimberlites: Implications for evolution of parental melts and post-emplacement CO_2 degassing// *Chemical Geology*. 2018b. V. 478. P. 76–88.



Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Giuliani A., Howarth H.G., Castillo-Oliver M., Thompson J., Kamenetsky M., Cherry A. Composition and emplacement of the Benfontein kimberlite sill complex (Kimberley, South Africa): Textural, petrographic and melt inclusion constraints// *Lithos*. 2019. V. 324-325. P. 297–314.

Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Kjarsgaard B.A., Fedortchouk Y., Ehrig K., Kamenetsky M. Evolution of kimberlite magmas in the crust: A case study of groundmass and mineral-hosted inclusions in the Mark kimberlite (Lac de Gras, Canada)// *Lithos*. 2020. V. 372–373.

Golovin A.V., Sharygin V.V., Pokhilenko N.P. Melt inclusions in olivine phenocrysts in unaltered kimberlites from the Udachnaya-East pipe, Yakutia: Some aspects of kimberlite magma evolution during late crystallization stages// *Petrology*. 2007. V. 15. № 2. P. 168–183.

Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V. Origin of alkaline carbonates in kimberlites of the Siberian craton: Evidence from melt inclusions in mantle olivine of the Udachnaya-East pipe// *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 357–375.

Giuliani A., Soltys A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Maas R., Goemann K., Woodhead J.D., Drysdale R.N., Griffin W.L. The final stages of kimberlite petrogenesis: Petrography, mineral chemistry, melt inclusions and Sr-C-O isotope geochemistry of the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa)// *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 342–356.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V. Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, Compositions and Origins// *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. № 4. P. 823–839.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Wiess Y., Navon O., Nielsen T.F.D., Mernagh T.P. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland// *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 334–346.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V.V., Maas R. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): A petrological oddity or fortuitous discovery?// *Lithos*. 2012. V. 152. P. 173–186.

Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M.B., Wiess Y. Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals// *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 139. P. 145–167.

Mitchell R.H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions// *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 174. P. 1–8.

ЩЕЛОЧНОГАББРОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ТАЙМЫРА КАК ИНДИКАТОР НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО РИФТОГЕННОГО ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА НА СЕВЕРЕ СИБИРИ

*Проскурнин В.Ф., Багаева А.А., Нагайцева Н.Н., Сергеев С.А., Ремизов Д.Н.,
Проскурнина М.А., Голобурдина М.Н.*

*Всероссийский геологический научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия, vasily_proskurnin@vsegei.ru*

Комплекс щелочных габброидов (буйнинский берондрит-эссексит-сиенитовый) описан при проведении групповой геологической съемки (Проскурнин, Верещагин, 1989) в составе трахибазальт-щелочно-габброидной вулcano-плутонической ассоциации (буйнинско-устышренковской) севера Сибирской платформы (Проскурнин, 1989). Возрастным стратифицированным аналогом на Центральном Таймыре является светлинская свита трахибазальтов (Беззубцев и др., 1986), на Восточном – григорьевский комплекс габбродиабазов (Забияка и др., 1986). В тектоническом плане вулcano-плутоническая ассоциация образует прерывистую линейно-вытянутую полосу в северо-восточном направлении на расстояние более 430 км, приуроченную к субплатформенным терригенно-карбостромовым образованиям позднего рифея Центрально-Таймырской аккреционной зоны



(Верниковский, 1996). Карбостромовая формация (колосовская свита) по обилию в ее составе строматолитовых и микрофитолитовых доломитов и известняков является уникальным объектом Таймыра. В настоящее время получен возраст по детритовым цирконам из базальной терригенной толщи комплекса (становской, краснореченской), свидетельствующий о размыве магматических образований кислого состава рифея с возрастом 870–820 млн лет (Госгеолкарта..., 2015). Верхняя же граница определялась по ряду косвенных данных не моложе позднего венда. В связи со слабым изменением вторичными процессами щелочных габброидов буйнинского комплекса рядом исследователей (Додин, 2002) он относился к щелочно-ультраосновной формации триаса.

К буйнинскому комплексу отнесены три крупные интрузии гипабиссальной фации в басс. рр. Буйная и Нижняя Таймыра, на междуречье Ветки и Ломаной, а также ряд мелких дайкообразных тел. Интрузивы имеют линейно вытянутую форму с шириной выходов от 200 до 600 м. Наиболее крупная интрузия в каньоне р. Буйная шириной до 600 м является двухфазной, дифференцированной и прорывает строматолитовые доломиты колосовской свиты, образуя в экзоконтакте мощную зону мраморов (до 120 м) и известковисто-магнезиальных скарнов (5–10 м). Ранняя фаза интрузива сложена берондритами (титанавгит-керсутитовыми мелатералитами), в подчинённом количестве присутствуют тералиты и эссекситы. Последние слагают шширообразные тела в северо-западной части массива. Вторая фаза представлена дайками (1–1,5 м) щелочных сиенитов.

По химическому составу породы относятся к щелочной серии, преимущественно калиево-натриевой, редко калиевой. По сравнению с основными породами, берондриты в значительной мере недосыщены кремнезёмом и в меньшей мере – глинозёмом, но богаты двуокисью титана (до 5 %). По общему химическому составу близки к якупирангитам и, особенно, мельтейгитам. По соотношению железа и магния они относятся к высокожелезистым ($K_f=60-70$) разновидностям основных пород. Мелаэссекситы отличаются пониженным содержанием TiO_2 (до 3–4 %) и окиси магния (4,4–5,5 %), но повышенным – кремнезёма (40 %), глинозёма (16–18 %) и двуокиси калия (до 3,75 %). Щелочные сиениты относятся к миаскитовому типу фельдшпатоидных разновидностей. Коэффициент агпаитности ($Al_2O_3/Na_2O+K_2O>1$, на TAS-диаграмме точки составов их располагаются в полях фонотефритов и тефрофонолитов.

Спектр РЗЭ свидетельствует о равномерности дифференциации легких и тяжелых РЗЭ, четком обособлении пород по уровню РЗЭ в зависимости от кремнеземистости (с ростом SiO_2 падает общее содержание РЗЭ).

На спайдер-диаграмме отмечается резкая истощенность всех горных пород никелем и хромом, свидетельствующая об отсутствии в дифференциации исходного расплава оливина и клинопироксена. Нет признаков фракционирования плагиоклаза. В целом, дифференциация выражена в росте содержаний КИР-элементов и циркония и истощении дериватов высокозарядными элементами и лантаноидами. Прямой признак дифференциации связан с кристаллизацией титаномагнетита и керсутита, что приводит к появлению в «кислых» дериватах резкой отрицательной аномалии титана с одновременным деплетированием расплава ванадием. Это означает поступление воды в какой-то момент существования расплава, что, вероятно, и обусловило его дифференциацию. В спектрах некогерентных элементов полностью отсутствует Ta-Nb аномалия, что обычно свидетельствует о формировании интрузивов в обстановках внутриплитных океанических горячих точек и рифтовых внутриконтинентальных системах. Это означает отсутствие субдукционной компоненты в области магмогенерации. Учитывая геологическую обстановку, наиболее вероятный сценарий формирования буйнинского комплекса может быть определен как магматизм рифтогенеза мощной континентальной литосферы в ходе начальной стадии раскрытия океана. При этом происходило частичное плавление недеплетированной мантии

(но небогатенной) с оливин-гранатовым реститом в остатке на уровне гранатовых лерцолитов, быстром подъеме щелочно-ультраосновного расплава на коровый уровень и взаимодействию с водонасыщенной рамой при последующем внедрении второй фазы.

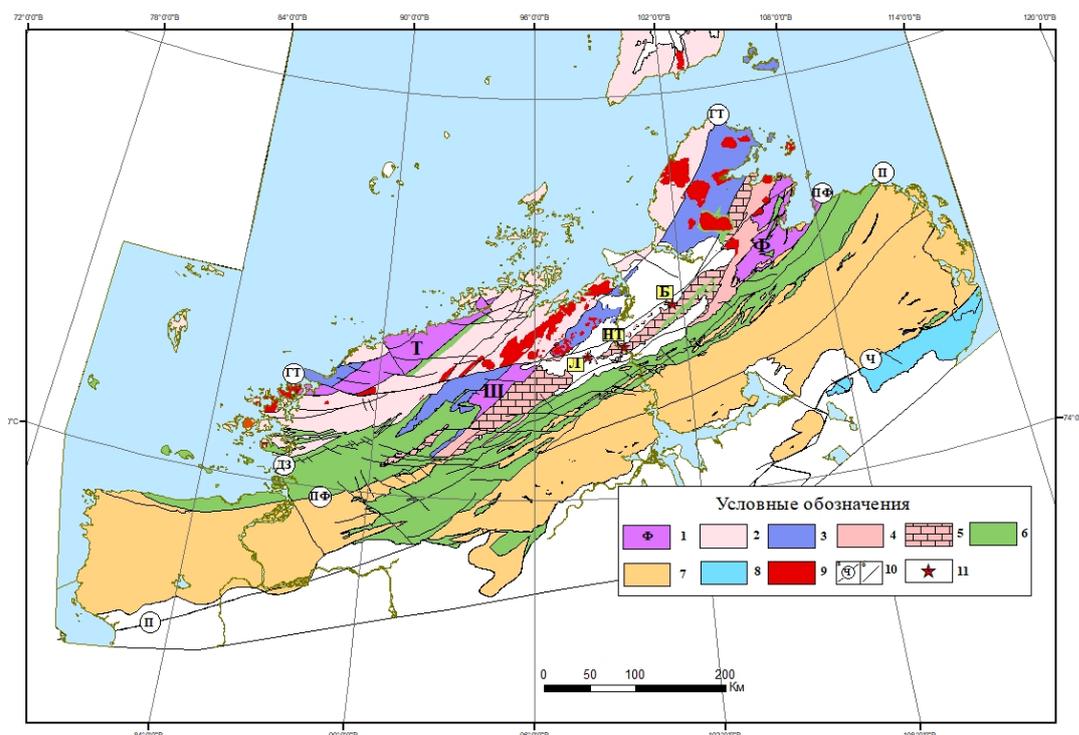


Рис. 1. Положение щелочных габброидов и авлакогенно-рифтогенной внутриплитной зоны неопротерозоя в структурах Таймыро-Североземельской складчатой области (по В.Ф. Проскурнину, 2013). 1 – выступы раннедокембрийского фундамента: Тревожнинский (Т), Шренковский (Ш), Фаддеевский (Ф); 2 – докембрийско-раннепалеозойские образования Северо-Карского микроконтинента по [2]); 3 – позднерифейско-ранневендские островодужные образования с офиолитами; 4 – ранне-позднерифейские образования пассивной окраины Сибири с переходом в активную; 5 – позднерифейские терригенно-карбостровмовые образования, внутри которых проявлен рифтогенный внутриплитный магматизм; 6 – поздневендско-среднекаменноугольные углеродистосланцево-карбонатные эпиплатформенные образования; 7 – среднекаменноугольно-триасовые терригенно-угленосные и трапповые образования таймырид; 8 – среднекаменноугольно-триасово-юрские терригенные образования верхоянид; 9 – позднепалеозойские гранитоиды; 10 – разрывные нарушения: главные (а), второстепенные (б): Главный Таймырский (ГТ); Диабазовый (ДЗ); Пясинско-Фаддеевский (ПФ); Пограничный (П); Чернохребетнинский (Ч); 11 – интрузивы щелочных габброидов: Б – Буйнинский, НТ- Нижне-Таймырский; Л – р. Ломаной.

Уран-свинцовое SIMS SHRIMP-*Pb* датирование титанита из клинопироксен-керсутитового лейкоэссексита проведено в Центре Изотопных Исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ». Изученные титаниты характеризуются повышенными содержаниями U ср.=25 г/т, Th ср. 153 г/т и нерадиогенного свинца – его доля достигает 8 %. Все 15 изотопных анализа по 15 кристаллам акцессорного титанита демонстрируют полную гомогенность датироваемого вещества. Уран-свинцовая изотопная система ненарушена (конкордантна) с момента ее закрытия (кристаллизации титанита). Наиболее адекватный возраст $702,7 \pm 7,3$ млн лет рассчитан как средневзвешенный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Известно, что температура существенной диффузии свинца в кристаллической решетке островного силиката CaTiSiO_5 (титанита) составляет 700–750 °C. Поскольку данный титанит, по



петрографическим данным, является первичным магматогенным минералом, то полученное значение должно рассматриваться как надежный возраст становления всей интрузии.

Установленный возраст становления щелочных габброидов в 702 млн лет существенно уточняет пик формирования всей вулcano-плутонической ассоциации позднего рифея (буйнинско-устышренковско-светлинской), датированной ранее по цирконам не точнее интервала 540–722 млн лет (Госгеолкарта..., 2015). Петролого-геохимические данные рассматриваемых магматических образований свидетельствуют о широком развитии внутриплитного рифтогенного магматизма на Таймырской окраине Сибири. Подобно одновозрастному среднетатарскому сиенитовому (Верниковский и др., 2007) и захребтинскому трахибазальт-трахитовому (Ножкин А.Д. и др., 2008) магматизму на Енисейском кряже, формирование таймырской щелочногабброидно-трахибазальтовой вулcano-плутонической ассоциации закономерно связывается с суперплюмовой активностью и пиком распада суперконтинента Родиния (Добрецов, 2011; Кузьмин, Ярмолук, 2014).

Литература:

Беззубцев В.В., Залялеев Р.М., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. // Красноярск, 1986. 177 с.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Метелкин Д.В., Сальникова Е.Б. Эволюция тектонического строения и магматизма западного обрамления Сибирского кратона в неопротерозое: новые геологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту: материалы совещания. Вып. 5, т. 1. Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2007. С. 33–34.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 424 с.+ 11 вкл. (Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ»).

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т.52, №12, с. 1957–1973.

Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север Центральной Сибири). - Наука, СПб, 2002. 822с.

Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А., Сердюк С.С., Злобин М.Н. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. // Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

Кузьмин М.И., Ярмолук В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. №2. С. 153–184.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49 (7). С. 666–688.

Проскурнин В.Ф., Верещагин М.Ф. Новый тип базитового магматизма северного обрамления Сибирской платформы (позднерифейский комплекс щелочных габброидов Таймыра). В кн.: «Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения». Тезисы докладов Всесоюзного совещания 18-20 октября 1989, Якутск. С. 75–76.

Проскурнин В.Ф. Трахибазальт-щелочногабброидная позднерифейская вулcano-плутоническая ассоциация севера Сибирской платформы (полуостров Таймыр). В кн.: «Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения». Тезисы докладов Всесоюзного совещания 18-20 октября 1989, Якутск. С. 75–76.



ГИБРИДНЫЕ ЛАВЫ ЖУПАНОВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ, (КАМЧАТКА)

*Пузанков М.Ю.¹, Базанова Л.И.¹, Дирксен О.В.¹, Перепелов А.Б.²,
Москалева С.В.¹, Карташова Е.В.¹*

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-
Камчатский, Россия, ruzankov@kscnet.ru*

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

Гибридизм является важным петрогенетическим процессом для эволюционирующих островодужных магматических расплавов. Это справедливо и для Камчатского региона. На Камчатке не редкость сложенные среднекислыми лавами вулканы и/или их закономерные сообщества, для которых установлено присутствие пород с признаками смешанного происхождения, например: Дикий гребень, (Bindeman, 1995); Безымянный (Горшков, Богоявленская, 1965; Давыдова и др., 2018), Шивелуч (Волынец, 1979; Dirksen et al., 2006), Карымский (Балуев, 1983; Богоявленская и др., 2004); Кизимен (Трусков, Плечов, 2005; Чурикова и др., 2013), Большой Семячик (Гриб и др., 2015); Ильинский, Хангар, Ксудач, Узон (Волынец, 1979), Авачинский (Волынец, 1979; Богоявленская и др., 2004), Арик и Ааг (Федоров, 1972), ареальные лавовые конуса Толмачева Дола (Перепелов и др., 2006).

В процессе детального изучения Жупановской группы вулканов (Восточная Камчатка), образующей вулканический Жупанов хребт нами были также обнаружены гибридные лавы (Пузанков и др., 2016) Здесь, начиная со среднего плейстоцена, и по настоящее время формируется бимодальная ассоциация вулканитов, т.е. существовали и существуют предпосылки для образования пород, возникающих при взаимодействии контрастных по кремнекислотности расплавов. Особенности геологического строения, вещественного состава лав, история становления вулканических сооружений, указывают на возможность одновременного сосуществования расплавов контрастного состава в недрах постройки, их взаимодействие с вмещающими породами и друг с другом. Предпринятое нами петрографическое изучение новейших вулканитов Жупанова хребта, а также обобщение полученных данных об их минеральном и химическом составе, позволили обосновать предположение о заметном участии процессов гибридизма при образовании здесь андезитовых лав.

Характерной особенностью пород является неравновесная ассоциация вкрапленников. Имеет место совмещение в породах парагенезисов фенокристаллов разного происхождения, внутренне равновесных, но неравновесных с вмещающей их основной массой и между собой. В лавах нередко ассоциируют, с одной стороны, железистый ортопироксен, кислый плагиоклаз, с другой – высококальциевый плагиоклаз, высокомагнезиальный оливин со включениями хромистой шпинели. Неравновесность ассоциирующих вкрапленников наиболее ярко выражена в сосуществовании в андезитах магнезиального оливина (до Fo~85) и кварца, с реакционными каемками пироксенов вокруг них. Иногда вкрапленники кварца полностью замещаются с образованием желваков микрокристаллического пироксена. Кроме того, одновременно присутствуют плагиоклазы с «губчатыми» кислыми ядрами и основными внешними зонами и плагиоклазы с основными ядрами и относительно кислыми внешними зонами. Наблюдаются пироксеновые фенокристы с обратной по кальцию и железу зональностью. Нередко встречаются каймы клинопироксена вокруг ортопироксена. Подобные данные по другим вулканам, обычно трактуются как свидетельство о гибридном характере пород. По месту и условиям образования различаются следующие разности гибридных пород Жупанова хребта: А) Гетеротакситовые лавы, возникшие при синхронном извержении лав разной основности. Полосчатые "пемзошлаки" с резко контрастным составом полос отмечены в тефре и отложениях пемзовых пирокластических потоков. Полосы светлой и темной окраски, мощностью от первых до 15–20 сантиметров, могут



пережиматься и выклиниваться. По составу темные шлаковые участки отвечают андезибазальтам, светлые пемзовые – кислым андезитам и андезидацитам и, в среднем, отличаются на ~6 % по содержанию кремнезема. Наряду с контрастными такситовыми присутствуют и гомогенные, относительно однородные, разности андезитового состава. Порфиновые выделения редки и в пемзовых и в шлаковых полосках, но они отличаются друг от друга по набору вкрапленников и по облику основной массы. Для первых характерен «дацитовый» $PL+OPX \pm Crx$, для вторых – «базальтовый» парагенезис $PL+Ol+Crx$ суб- и фенокристаллов, с более основными плагиоклазами. Микроструктуры основной массы в пемзовых полосках стекловатые: гиалиновые и гипогиалиновые, стёкла кислые прозрачные, бесцветные с погруженными в них единичными микролитами кислого плагиоклаза и пироксенов. В шлаковых полосках стекло основное бурое, микроструктура гиалопилитовая, среди микролитов, кроме плагиоклаза, клино – и ортопироксена, иногда присутствует оливин. Подобная пирокластика давно известна на многих других вулканах и детально описана в работе (Волынец, 1979), но для Жупановского вулкана отмечается впервые. Б) Меланократовые включения андезибазальтового состава в дацитах. Порода таких включений обычно имеет гипабиссальный порфировидный облик. Среди вкрапленников отмечены основной, с резорбированными ядрами, плагиоклаз, магнезиальный оливин (до $Fo \sim 78$) и клинопироксен. Основная масса – каркасная, гиалоофитовая, сложена преимущественно лейстами плагиоклаза и призматическими зернами ортопироксена, в интерстициях между которыми можно видеть кислое бурое стекло, нередко, наряду с магнетитом, содержащее скелетные, игольчатые кристаллы клинопироксена и натрового плагиоклаза. Такое сложение породы указывает на резкое изменение физико-химических условий при кристаллизации включений. Т.е. спокойный рост фенокристаллов сменяется массовой кристаллизацией из переохлажденного расплава. Это наглядно проявлено в одном из найденных включений с игольчатым каркасом тонких длинных микрокристаллов ортопироксена и плагиоклаза, «пропитанным» апостеклом, разложенным в кварц-полевошпатовый микроагрегат. Кроме того, меланократовые включения обычно контаминированы диакритами плагиоклаза и ортопироксена из вмещающих дацитов. Равно как в дацитовых, так и андезитовых лавах, в том или ином количестве, присутствует материал дефрагментированных включений в виде их более мелких обломков, а также кристаллов и гломеропорфирических сростков. Трактуются как результат обусловленный инъекциями более горячего основного расплава в очаг кислой магмы. В). В качестве гибридных образований предположительно интерпретируются микро-мелкозернистые, полосчатые пироксен-плагиоклазовые разности мелких габброидных включений, встречающихся в андезитах и андезидацитах. Слагающие такие включения пироксены всегда переуравновешены. Возможно, что эти включения образуются в подводящих вулканических каналах.

Таким образом, смешанные породы Жупановского вулкана образуются в результате неоднократных повторных инъекций основного расплава и на нескольких разных уровнях магматической системы. В основании собственно Жупанова хребта фрагментарно вскрыты руины предварающих его близких по возрасту построек, которые также содержат гибридные лавы. Т.е. после обновления магматической системы процессы смешения лав возобновляются и гибридные породы возникают вновь и вновь.

Литература:

Балуев Э.Ю., Базанова Л.И., Ананьев В.В. Смешение магм по данным изучения вкрапленников плагиоклаза в эффузивных породах Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 41–52.

Богоявленская Г.Е., Наумов В.Б., Толстых М.Л., Бабанский А. Д., Хубуная С.А. Составы расплавов и условия кристаллизации андезитов вулканов Авачинский, Безымянный, Шивелуч и



Карымский (по данным изучения расплавных включений) // Вулканология и сейсмология. № 6. С. 35–48.

Вольнец О.Н. Гетеротакситовые лавы и пемзы. // В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука. 1979. С. 181–196.

Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг. Москва: Наука, 1965. 172 с.

Гриб Е. Н., Леонов В. Л., Перепелов А. Б. Вулканический массив Большой Семячик (Камчатка): состав пород, минералов, вопросы петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 20–43.

Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Оценки времени смешения магм в системе вулкана Безымянный (Камчатка) по данным диффузионной хронометрии // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2018. № 4. С. 52–58.

Перепелов А.Б., Карманов Н.С., Дирксен О.В., Пономарев Г.П., Антипин В.С. Происхождение андезитов в результате коровой контаминации базальтовых магм (голоценовый вулканический конус горы Мохнатенькая, Южная Камчатка) // Вулканизм и геодинамика Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ. 2006. Т. 3. С. 573–577.

Пузанков М.Ю., Базанова Л.И., Дирксен О.В. и др. Гибридные лавы конуса Приемьш (Жупановская группа вулканов, Камчатка). // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. 29–30 марта 2016 г. Петропавловск-Камчатский, 2016. С. 139–145.

Трусов С.В., Плечов П.Ю. Образование антидромной серии вулкана Кизимен (Камчатка) // Международное петрографическое совещание "Петрография XXI века", 20-22 июня 2005 г., г. Апатиты, с.48–51

Федоров М. В. О неоднородности магматического расплава вулканов Ааг-Арик. // Бюл. вулканол. ст. М., 1972. № 48. С. 48–50.

Чурикова Т.Г., Иванов Б.В., Айкельбергер Дж., Вёрнер Г., Броун Б., Избеков П.Э. Зональность по макро- и микроэлементам в плагиоклазе вулкана Кизимен (Камчатка) применительно к процессам в магматическом очаге // Вулканология и сейсмология. Т. 2013, № 2. С. 27–47.

Bindeman I.N. A practical petrological method for the determination of volume proportions of magma chamber refilling. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1993, 56, 133–144.

Dirksen O., Humphreys M.C.S., Pletchov P., Melnik., Demyanchuk Y., Sparks R.S.J., Mahony S. "The 2001-2004 dome-forming eruption of Shiveluch volcano, Kamchatka: Observation, petrological investigation and numerical modelling" // JVGR, 2006, Volume 155, Issues 3–4, 15 July 2006, Pages 201–226

ГЛОБАЛЬНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ РАННЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ: УРОКИ ИЗУЧЕНИЯ КОМАТИИТОВ

Пухтель И.С.

Department of Geology, University of Maryland, College Park, MD 20742, USA

Реконструкция процесса перераспределения содержаний химических элементов в составе нашей планеты во времени была и остается одной из фундаментальных проблем наук о Земле. Адекватное решение этой проблемы позволит сделать важные выводы не только относительно того, как сформировались и эволюционировали планеты земной группы, но и внесет вклад в понимание процессов, происходящих на Земле сегодня.

Традиционно, основой изучения истории Земли является геологическая летопись. Однако, в связи с динамичной природой нашей планеты и ее продолжительной аккреционной историей, поверхность Земли непрерывно обновлялась с самого момента ее рождения. Поэтому основным источником информации относительно происхождения и ранней эволюции Земли являются горные породы с возрастом от ~4.0 до 2.0 млрд лет. Эти породы чаще других сохраняют геохимическую и изотопную память процессов распада долго- и короткоживущих радионуклидов (таких, как $^{146,147}\text{Sm}$, ^{182}Hf , ^{176}Lu , ^{187}Re , и ^{190}Pt), являющихся основой реконструкции эволюции химического состава планеты.



Мантия является самым большим планетарным резервуаром Земли. На основе изучения, главным образом, современных мантийных пород, в 60-70е годы прошлого века был сделан вывод о высокой химической и изотопной гетерогенности этого резервуара, возникшей, как представлялось, в результате непрерывных процессов экстракции и рециклинга океанической коры. Позднее, ряд исследователей пришли к выводу, что некоторые из ранее обнаруженных химических и изотопных неоднородностей отражают более ранние процессы в истории Земли, такие, как первичные аккреция и дифференциация. Происхождение этих самых ранних неоднородностей для разных элементов и изотопных систем, а также их распространение в пространстве и во времени, остаются предметом детальных исследований в условиях непрерывно совершенствующихся аналитических методик. В данном докладе, я постараюсь заполнить некоторые из существующих пробелов в понимании этих фундаментальных проблем путем обобщения и синтеза современных данных по долго- и коротко-живущим радионуклидам, а также распределению содержаний наиболее индикаторных элементов, в наиболее хорошо сохранившихся и изученных образцах коматиитов из разных частей земного шара. Эти данные особенно важны для понимания процессов, которые происходили на Земле в первые 2.5 млрд лет ее существования. Параллельно, я остановлюсь на вопросе разнообразных моделей происхождения коматиитов и их информативности в качестве проб мантии Земли.

Коматииты являются кристаллическими образцами чрезвычайно высокотемпературных и высоко-магнезиальных лав, которые составляют значительную часть разреза вулканических поясов в архее, но встречаются гораздо реже в протерозое и особенно в фанерозое. Хотя происхождение коматиитов до сих пор остается предметом дискуссий, все коматииты, составляющие предмет данной работы и имеющие возраст от 3.6 до 2.0 млрд лет, образовались при сухом плавлении в термальных мантийных плюмах. Данные плюмы, вероятно, зародились как в нижней, так и в верхней мантии на протяжении ~1.5 млрд. лет и, таким образом, продукты их плавления несут информацию относительно эволюции химического состава ранней Земли.

Данные изучения коротко- и долгоживущих изотопных систем (^{182}Hf - ^{182}W , $^{146,147}\text{Sm}$ - $^{142,143}\text{Nd}$, ^{176}Lu - ^{176}Hf , ^{187}Re - ^{187}Os , и ^{190}Pt - ^{186}Os) и содержаний сидерофильных и редких литофильных элементов в коматиитах с возрастом 3.6-2.0 млрд лет представляют однозначные свидетельства в пользу существования значительной глобальной гетерогенности изотопного и химического состава ранней мантии Земли. Эти неоднородности химического и изотопного состава, вероятнее всего, являются результатом нескольких глобальных процессов, оперировавших в процессе эволюции планеты и включавших (1) конвективное перемешивание силикатных резервуаров, образовавшихся на стадии кристаллизации магматического океана Земли и характеризовавшихся разной степенью фракционированности относительных содержаний редких литофильных и сидерофильных элементов; (2) конвективное перемешивание резервуаров, включавших в себя мантии и металлические ядра дифференцированных планетезималей, которые добавлялись к растущей планете в ходе ее аккреции; и (3) изотопный обмен на границе ядра и мантии.

Эти же изотопные и геохимические данные демонстрируют крайнюю неоднородность мантийных источников коматиитов в плане как абсолютных, так и относительных содержаний редких литофильных и сидерофильных элементов и изотопных систем, связанных с этими элементами. Очевидно, что химически ни один из этих источников не был близок к валовому составу силикатной Земли. Более того, ни одна из существующих петрогенетических моделей образования коматиитов не в состоянии адекватно объяснить все разнообразие их геохимического и изотопного состава.

Наблюдаемое исчезновение изотопных аномалий $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 1), равно как и неконгруэнтного поведения первичных изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (рис. 2) в коматиитах на рубеже 2.5 млрд лет свидетельствует о том, что к этому моменту в истории Земли самые ранние силикатные резервуары, возникшие в ходе кристаллизации первичного магматического океана, были уничтожены в ходе энергичного конвективного перемешивания мантии. Это означает, что практически полное уничтожение первичной, самой ранней гетерогенности мантии, заняло в среднем 1.5 млрд лет.

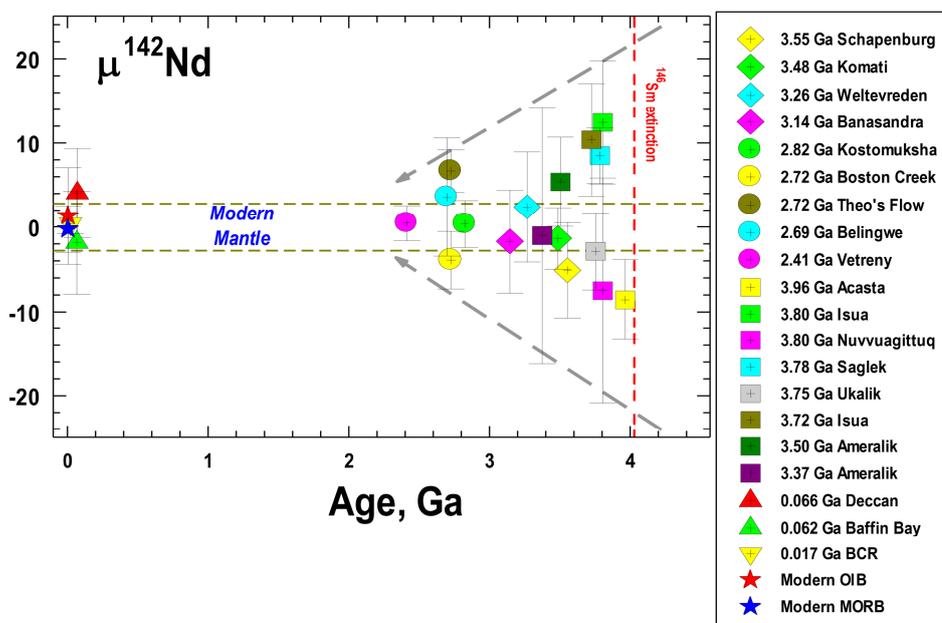


Рис. 1. Данные $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопии для основных-ультраосновных пород Земли.

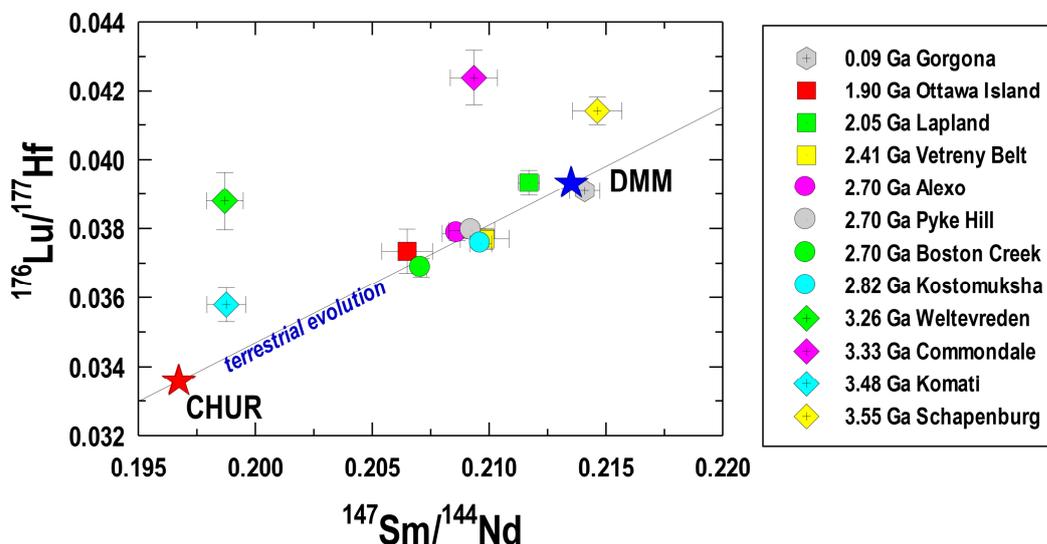


Рис. 2. Вариации модельных, интегрированных по времени, минимальных значений отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в мантийных источниках архейских и протерозойских основных-ультраосновных пород.

В плане ^{182}Hf - ^{182}W изотопной систематики, данные свидетельствуют о смене знака изотопных аномалий $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ с, главным образом, положительного в мантийных источниках древнее 2.5 млрд. лет, на преимущественно отрицательный в более молодых

мантийных источниках (рис. 3). Эта смена знака $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ аномалий, которая произошла на рубеже порядка 2.5 млрд лет, может свидетельствовать о том, что на этом этапе в истории развития планеты, процесс изотопного обмена между ядром и мантией превратился в главную движущую силу создания $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ изотопных аномалий. Представляется закономерным тот факт, что этот рубеж совпадает с общепринятым временем зарождения современных процессов тектоники плит на Земле.

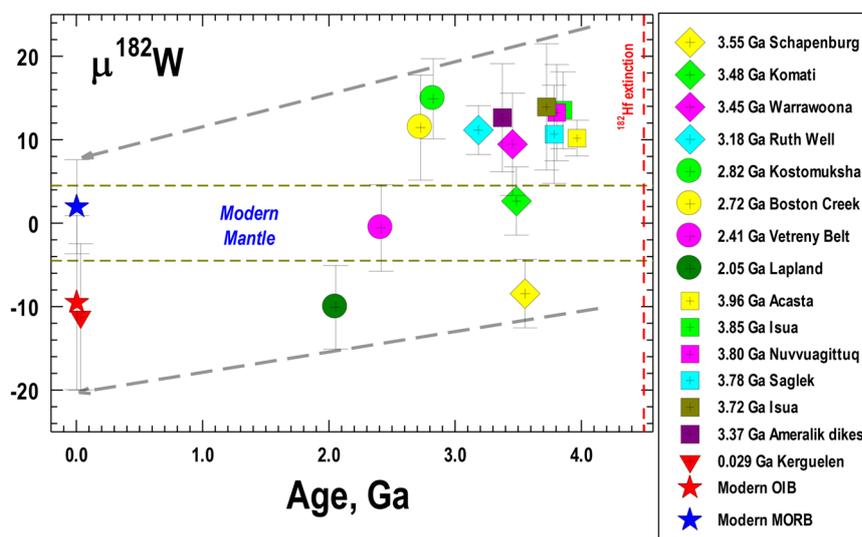


Рис. 3. Данные $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ изотопии для основных-ультраосновных пород Земли.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Национального Научного Фонда США, по программе "Петрология и Геохимия", грант EAR 1754186.

ОСТРОВ ГОРГОНА, КОЛУМБИЯ: ВОСЬМОЕ ЧУДО СВЕТА

Пухтель И.С.

Department of Geology, University of Maryland, College Park, MD 20742, USA

Горгона и Горгонилла представляют собой океанические острова размером $\sim 9.0 \times 2.5$ и $\sim 1.2 \times 0.4$ км расположенные в ~ 50 км от Тихоокеанского побережья Колумбии примерно на широте экватора. Название островам было дано испанским конкистадором Франческо Пиззаро по аналогии с именем греческой богини Медузы Горгоны после того, как большая часть его команды погибла от укуса ядовитых змей во время остановки на острове в 1524 году на пути в Перу. С 1959 по 1984 годы на острове Горгона находилась тюрьма строгого режима, остатки которой сохранились до сегодняшнего дня, а в 1985 году на территории Горгоны и Горгониллы был основан Колумбийский Национальный Природный Парк. Для посещения парка в научных целях и отбора образцов необходимо получить разрешение в департаменте природных ресурсов Колумбии.

Обнаружение на острове коматиитов в конце 1970-х годов привело к тому, что он приобрел почти культовый статус среди петрологов. Несмотря на небольшой размер, за последние 40 лет остров стал предметом многочисленных петрологических, изотопно-геохимических, и структурно-тектонических исследований. На остров также прибывают

любители экологического туризма, которые получают возможность насладиться уединением и дикой природой этого уникального места на планете.

Я побывал на острове в апреле 2019 года в составе небольшой экспедиции, организованной совместно с Линой Эчеверрией и Брюсом Айткеном, одними из первых геологов-исследователей острова Горгона. Основной задачей экспедиции было ознакомление с геологией острова и опробование главных разновидностей вулканических и plutonic пород с целью изучения в них изотопии вольфрама и осмия, поскольку материалы, отобранные в ходе предыдущих экспедиций, были или утрачены, или полностью отработаны, или контаминированы вольфрам- и рений-содержащим оборудованием, которое использовалось ранее при подготовке геохимических проб. В своем сообщении, я познакомлю участников конференции с деталями организации экспедиции, природными достопримечательностями острова, основными типами пород, отобранных в процессе рекогносцировки, их полевыми характеристиками и петрографией.

Произрастающие на острове непроходимые тропические джунгли, широко развитые латеритные коры выветривания и обилие ядовитых змей привели к тому, что наиболее изученной частью острова является прибрежная приливно-отливная зона шириной несколько десятков метров. В геологическом плане остров разбит на несколько тектонических блоков. Осевая и наиболее возвышенная часть острова по всей длине сложена дунитами и верлитами. Дуниты содержат два типа оливина, полигональные кристаллы размером до 2 мм и округлые зерна диаметром ~2 мм. Кроме оливина, присутствует также около 5 % клинопироксена, плагиоклаза и хромшпинели. Верлиты состоят из идиоморфных кристаллов оливина и зерен клинопироксена неправильной формы размером до 3 мм, а также акцессорные количества плагиоклаза, ильменита и хромшпинели. Вдоль осевой части острова, дуниты и верлиты сменяются габбро, содержащими различные количества оливина. Считается, что дуниты, верлиты и габбро слагают основание всего магматического комплекса острова Горгона.

Вулканические породы, слагающие западный и восточный склоны острова, представлены базальтами, коматиитами, пикритами и их туфами. Базальты преобладают по объему; наиболее распространены массивные разновидности, хотя встречаются и подушечные лавы (рис. 1), с размером подушек до 1×2 м. Базальты состоят из микрофенокристов оливина и редко клинопироксена размером до 1 мм, погруженных в матрицу из плагиоклаза, клинопироксена, хромшпинели и девитрифицированного стекла.



Рис. 1. Базальтовые лавы с подушечной текстурой на острове Горгона.

Лавовые потоки базальтов переслаиваются с коматиитовыми потоками, яркой особенностью которых является наличие спинифекс-структур (рис. 2). Коренных обнажений коматиитов немного; самыми протяженными и наиболее сохранившимися являются выходы в районе Пунта Тринидад на восточном побережье острова. Коматиитовые потоки прослеживаются по простиранию на несколько сотен метров, имеют мощность 1–3 м и обладают магматической расслоенностью, сходной с таковой в архейских коматиитах. Кровля потоков состоит из полигональных блоков закаленной лавы размером до 1 м, содержащей скелетные микрофенокристаллы оливина (0.2–0.5 мм в диаметре), погруженных в тонкозернистую матрицу из оливина, плагиоклаза, пироксена, хромшпинели и девитрифицированного стекла. Ниже зоны закалки располагается зона мелкого беспорядочного оливинового спинифекса мощностью до 50 см. Она состоит из скелетных пластин оливина длиной до 10 мм погруженных в основную массу, сложенную дендритовыми срастаниями кристаллов пироксена и девитрифицированным стеклом. Зона беспорядочного оливинового спинифекса ниже по разрезу сменяется зоной ориентированного оливинового спинифекса мощностью до 1 м. Она состоит из пластин оливина длиной до 50 см, которые собраны в пакеты, ориентированные под углом друг к другу и примерно перпендикулярно к кровле потоков, погруженных в матрицу из скелетных иголок клинопироксена, конвертоподобных кристаллов оливина, лейст плагиоклаза, зерен шпинели и стекла. Ниже зоны ориентированного оливинового спинифекса расположен слой мощностью 10–30 см, состоящий из горизонтально-ориентированных скелетных пластин оливина длиной 1–5 см в матрице, близкой по составу к таковой в зоне ориентированного спинифекса. Одной из особенностей коматиитовых потоков острова Горгона является малая мощность, либо полное отсутствие, нижней зоны оливинового кумулята, столь широко распространенной в архейских аналогах. В тех потоках, где эти зоны присутствуют, они обычно маломощны (10–40 см) и содержат скелетные кристаллы оливина размером до 1 мм в матрице из лучистых иголок пироксена, мелких зерен оливина, лейст плагиоклаза и зерен хромшпинели.



Рис. 2. Структура оливинового спинифекса в лавовом потоке коматиита на острове Горгона.

Другой яркой особенностью острова является присутствие пикритовых туфобрекчий (рис. 3), которые прорываются комагматичными им пикритовыми дайками. Туфобрекчии встречаются только в южной части острова и в обнажениях представляют из себя смесь беспорядочно ориентированных, угловатых до округлых, блоков массивного пикрита размером от нескольких см до 1 м, погруженных в мелкозернистую, вторично-измененную

матрицу стекловатых фрагментов того же состава. Пикритовые дайки имеют мощность от нескольких до 10 м. Блоки туфобрекчий и пикритовые дайки петрографически сходны и состоят из 25–30 % микрофенокристаллов оливина размером 0.5–1.0 мм, погруженных в тонкозернистую матрицу, сложенную игольчатыми кристаллами плагиоклаза, клинопироксена и зерен хромшпинели.

Возраст вулканизма на острове составляет около 89 млн лет. Благодаря обнаружению коматиитов, для образования которых требуются чрезвычайно высокие температуры, на 200–300°C превышающие температуру источников базальтов срединно-океанических хребтов и существующие лишь в термальных мантийных плюмах, остров Горгона рассматривается как часть Карибского океанического плато, многочисленные фрагменты которого обнаружены в северной части Южно-Американского континента.



Рис. 3. Туфобрекчии пикритов на острове Горгона.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Национального Научного Фонда США, по программе "Петрология и Геохимия", грант EAR 1754186.

АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА. ОБЗОР

Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pushkarev.1958@mail.ru

Анкарамиты – особый тип основных или ультраосновных примитивных мантийных расплавов, состав которых контролируется оливин-клинопироксеновой котектикой (Пушкарев и др., 2018; Della-Pasqua, Varne, 1997). Преобладание в котектике клинопироксена над оливином и отсутствие плагиоклаза определяет высоко-Са характер расплавов, обладающих высоким $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, в то время как примитивная лерцолитовая (пиролитовая) мантия и большинство производных магм имеют хондритовое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8–0.9$ (Medard et al., 2004). Петрологические расчеты и эксперименты показывают, что основные или ультраосновные расплавы с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ могут быть получены только при плавлении верлита или карбонатизированного перидотита (Medard et al., 2006). Следовательно, анкарамитовый магматизм является прямым указанием на присутствие верлитовых субстратов в области мантийной магмагенерации. Традиционно анкарамиты называют эффузивные породы, хотя они имеют и интрузивные аналоги (Пушкарев, 2018). В процессе кристаллизационной дифференциации расплавы анкарамитового типа продуцируют большое



количество клинопироксена, что может быть использовано для объяснения генезиса дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа, в которых клинопироксениты являются одними из главных пород (Ефимов, 1984). В зависимости от условий дифференциации и особенностей флюидного режима, дериваты анкарамитов могут эволюционировать в сторону андезитов и более кислых пород либо формировать большое количество амфибола и смещаться в сторону горнблендитов. На Урале наиболее древние ультрамафиты и базиты анкарамитового типа отмечаются уже в комплексах архейско-протерозойского возраста. Максимум анкарамитового магматизма приходится на ранний-средний палеозой, когда формируются дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала, Тагильская и Магнитогорская островные дуги.

Архейские (Краснобаев и др., 2011; Ronkin et al., 2012) и протерозойские (Краснобаев и др., 2013) клинопироксениты и тылаиты (израндиты) александровского и уфалейского комплексов на Южном Урале образуют тектонические блоки среди гнейсов и амфиболитов. Породы обладают порфириформными структурами, обусловленными наличием обильных вкрапленников зонального клинопироксена с подчиненным количеством оливина и криптовым плагиоклазом в основной массе. Породы обладают высокими отношениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$ и имеют сходные геохимические характеристики с клинопироксенитами и тылаитами Платиноносного пояса Урала.

Платиноносный пояс Урала является крупнейшей структурой в мире, вмещающей дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы Урало-Аляскинского типа (Ефимов, 1984). По имеющимся данным, массивы пояса формировались в вендско-кембрийское (570–540 млн лет) и силурийско-раннедевонское (440–400 млн лет) время (Попов, Беляцкий, 2006; Пушкарев и др., 2020). Доля дунитов в структуре пояса не превышает 10 %, тылаиты и клинопироксениты составляют около 40, габброиды около 50 %. Высокая доля клинопироксенитов с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 3$ определяется высокоизвестковистым характером первичных расплавов. Все породы Платиноносного пояса, независимо от их возраста, обладают островодужными геохимическими характеристиками.

Анкарамиты и, связанные с ними породы широко развиты в вулканогенных островодужных формациях Урала. Так, анкарамиты Присакмаро-Вознесенской зоны являются более примитивными даже по сравнению с классическими анкарамитами Пацифики (Пушкарев и др., 2018; Della-Pasqua, Varne, 1997). Они содержат вкрапленники высокомагнезиального хромдиоксида и хромита с включениями форстерита, энстатита и минералов платиновой группы (Kamenetsky et al., 2015). Многие базальты и андезибазальты ирендыкской свиты Магнитогорской зоны содержат вкрапленники хромдиоксида и хромшпинелида анкарамитового типа, указывающими на их генетическое родство с высоко-Са ультраосновными расплавами. Дайки анкарамитов установлены среди вулканитов медведевской островодужной свиты раннего девона на Среднем Урале. Эволюция состава минералов в эффузивных анкарамитах, в целом, совпадает с эволюцией состава минералов в ультраосновных породах из интрузий Урало-Аляскинского типа, что подтверждает роль анкарамитов как родоначальных расплавов при их формировании (Пушкарев и др., 2018).

Приведенные данные свидетельствуют о закономерном нарастании объемов высокоизвестковистого основного и ультраосновного магматизма на Урале с архейско-протерозойского времени до среднего палеозоя, что является отражением увеличения доли верлитов в составе верхнемантийного вещества, участвующего в плавлении. Главный этап этого магматизма приходится на силур и девон и совпадает по времени с максимумом островодужного магматизма в Тагильской и Магнитогорской зонах и с формированием дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала и, связанных с ними хром-платиновых и титаномагнетитовых месторождений.



Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № з/р АААА-А18-118052590029-6; аналитические работы выполнены в Центре коллективного пользования ИГГ УрО РАН “Геоаналитик”.

Литература:

- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Доклады АН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Козлов В.И., Пресняков С.Л. Цирконология израндитов (Южный Урал) // Доклады АН. 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Доклады АН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
- Пушкарев Е.В. Тылаиты в массивах Платиноносного пояса Урала как интрузивные аналоги анкарармитов. Ежегодник-2017. Труды ИГГ УрО РАН, Вып. 165, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 162–171.
- Пушкарев Е. В., Готтман И. А., Травин А. В., Юдин Д. С. Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала // Доклады РАН, Науки о Земле, 2020. Т. 490. № 2. С. 45–50.
- Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. Анкарармиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Доклады АН. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.
- 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.
- Kamenetsky V.S., Park J-W., Mungall J.E., Pushkarev E.V., Ivanov A.I., Kamenetsky M.B., Yaxley G.M. 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.
- Medard E., Schmidt M. W. & Schiano P. Liquidus surfaces of ultra-calcic primitive melts: formation conditions and sources // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 148, P. 201–215.
- Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., 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.
- Ronkin Y.L., Sindern S., Stepanov A.I., Korinevsky, Maslov A.V. The oldest magmatism of the Urals // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ, 2012. С. 18–20.

СЛАБОДЕПЛЕТИРОВАННЫЕ ЛЕРЦОЛИТЫ ОРОГЕННОГО ТИПА В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pushkarev.1958@mail.ru

Зона Главного уральского разлома (ГУР) рассматривается исследователями как шовная структура, по которой в позднем палеозое произошла коллизия и аккреция островодужно-океанических комплексов с краем Восточно-Европейской платформы (Пучков, 2000). На всем, более чем 2000 километровой протяженности, зона ГУР трассируется выходами серпентинитового меланжа и фрагментами офиолитовых комплексов, в том числе, образующих крупные массивы с сохранившейся внутренней структурой. В большинстве случаев эти массивы сложены сильнодеплетированными перидотитами дунит-



гарцбургитовой серии. Однако на Южном Урале, значительный по протяженности сектор ГУР вмещает перидотитовые массивы с преобладанием в их составе лерцолитов. Г.Н.Савельева (1987) относит их к слабодеплетированному типу офиолитовых комплексов. За последние 20 лет в тесной пространственной ассоциации с этими массивами были описаны разнообразные высокобарические и высокотемпературные гранатовые ультрамафиты и мафиты (Пушкарев, Гуляева, 1994; Пушкарев и др., 2010; Scarrow et al., 2000), которые позволили исследователям предположить сублитосферный источник лерцолитов и связать их формирование с рифтогенными процессами на краю Восточно-Европейского палеоконтинента (Краснобаев и др., 2011). В качестве аналогов таких комплексов рассматриваются орогенные лерцолитовые комплексы Средиземноморья – Ронда, Бени-Бушера и другие (Bodinier, Godard, 2014; Obata, 1980). Этот вопрос на Урале остается дискуссионным, поскольку до настоящего времени так и не удалось подтвердить генетическое родство лерцолитов и высокобарических гранатовых пород. Однако, при изучении перидотитов были получены доказательства присутствия среди них лерцолитоворожденного или субконтинентального типа, что может существенно поменять представления о природе перидотитовых массивов всего южноуральского сектора ГУР.

Лерцолиты орогенного типа были обнаружены в нескольких местах зоны ГУР на Южном Урале. Впервые они были описаны в 1 км к юго-западу от д. Бурангулово, Учалинский район (Башкортостан), где они образуют блоки размером в несколько десятков метров в серпентинитовом меланже. Недавно, подобные лерцолиты были установлены среди перидотитов Татламбетовского массива в этом же районе. В Татламбетовском массиве они залегают среди более деплетированных разновидностей лерцолитов, что исключает вероятность их вторичного обогащения.

Лерцолиты имеют крупнозернистую порфирокластическую структуру. Модальный состав: оливин – 60–65 %, ортопироксен – 20–25 %, клинопироксен – 8–12 %, хромшпинелид менее 1%. Отмечается амфибол. Степень серпентинизации составляет, в среднем, около 60 %. По петрохимическим характеристикам лерцолиты соответствуют мантийному тренду. Магнезиальность лерцолитов 0.90–0.91. Клинопироксен содержит $Al_2O_3=5-8\%$, $Cr_2O_3=1-1.5\%$, $Na_2O=1.5-2.2\%$, $TiO_2=0.5-0.7\%$, и по этим параметрам полностью соответствует клинопироксенам из орогенных лерцолитов массива Ронда (Испания) или Забаргад в Красном море (Bodinier, Godard, 2014; Bonatti et al., 1986). Ортопироксен обладает высокими содержаниями $Al_2O_3 = 4-6\%$ и умеренными CaO около 0.5 %. Хромшпинелид в проходящем свете имеет винно-желтый цвет и обладает высоким $Al_2O_3=55-59\%$ и низким $Cr/(Cr+Al) = 0.1-0.2$, типичным для хромшпинелидов из орогенных лерцолитов (Bodinier, Godard, 2014; Bonatti et al., 1986). Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в лерцолитах, в породообразующем клинопироксене и ортопироксене имеют субгоризонтальный профиль, близкий к распределению РЗЭ в примитивной мантии или в орогенных перидотитах массива Ронда (Bodinier, Godard, 2014).

Полученные данные являются первыми свидетельствами присутствия среди перидотитовых массивов южноуральского сектора ГУР лерцолитов орогенного типа, принадлежащих сублитосферной мантии. Появление подобных ультрамафитов в структуре складчатого пояса может быть связано с внедрением мантийного диапира в зону разрыва слэба после отмирания островной дуги ордовикского возраста (Пушкарев и др., 2010; Рязанцев и др., 2008). Это заключение подтверждается данными о позднеордовикском возрасте лерцолитов, полученных недавно А.А.Краснобаевым с соавторами (Краснобаев и др., 2017) и данными об ордовикском возрасте протолита высокобарических гранатовых пород в зоне Главного уральского разлома (Пушкарев и др., 2020). Внедрение горячего мантийного материала провоцирует возникновение положительной термальной аномалии в области мантийного клина над диапиром с чем, вероятно, связано формирование



высокотемпературных и высокобарических гранатовых метабазитов и ультрамафитов, ассоциированных с лерцолитовыми массивами Южного Урала.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № з/р АААА-А18-118052590029-6; аналитические работы выполнены в Центре коллективного пользования ИГГ УрО РАН “Геоаналитик”.

Литература:

Краснобаев А.А., Русин А.И., Анфилогов В.Н. и др. Цирконология лерцолитов Нуралинского массива // Доклады АН. 2017. Т. 474. № 5. С. 593–598.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 5. С. 506–522.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 2000. 146 с.

Пушкарев Е.В., Белоусова Е.А., Червяковская М.В. и др. Высокобарические гранатиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: изотопно-геохронологический таймлапс от времени образования до эксгумации и родингитизации. Минералы: строение, свойства, методы исследования. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2020. С. 249–251.

Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я. Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. 1995. С. 82–86

Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И. А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.

Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника № 5. 2008. С. 49–78.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // М.: ГИН АН СССР. 1987. 246 с.

Bodinier J-L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites // Treatise on Geochemistry. Elsevier. 2014. V. 3.4. P. 103–167.

Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the Island of Zabargad (St. John), Red Sea: Petrology and Geochemistry // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. № B1. P. 599–631.

Obata M. The Ronda peridotite: Garnet-, spinel- and plagioclase –herzolite facies and P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // J. Petrol. 1980. V. 21, № 3. P. 533–572.

Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L, et al. Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals // Ofioliti. 2000. V. 25, № 2. P. 103–115.

НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И., Панфилов А.В., Потанов И.Л.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, pystin.48@mail.ru

На восточном склоне Приполярного Урала, на правобережье р. Хулга в конце прошлого столетия при геологической съемке масштаба 1:50000 был выделен неркаюский эклогит-сланцевый комплекс, который на основании геологических данных был отнесен к палеопротерозойскому разрезу (Пыстин и др., 1983).

Комплекс сложен полиметаморфическими образованиями. Породы многократно дислоцированы и преобразованы последовательно проявившимися метаморфическими процессами. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов представлены линейными складками преимущественно субширотного и северо-западного простирания. «Неуральский» структурный план неркаюского комплекса отчетливо проявляется в физических полях (Пономарева и др., 2017).



Нашими предыдущими работами в породах неркаюского комплекса были установлены проявления трех этапов метаморфизма. Парагенезисы первого этапа имеют реликтовый характер. Они фрагментарно сохранились только в тех частях комплекса, где высокотемпературные метаморфиты слабо изменены поздними низкотемпературными преобразованиями: в удалении от ограничивающих комплекс разломов и других разрывных нарушений с приуроченными к ним зонами зеленосланцевых диафторитов. Р-Т параметры раннего этапа метаморфизма были оценены, как соответствующие фации дистеновых гнейсов и амфиболитов. При этом условия для образования эклогитов, по-видимому, возникали только в локальных зонах повышенных давлений. Формирование таких зон могло быть связано с ранними (раннедокембрийскими?) стадиями эксгумации. На это указывает факт не повсеместного распространения эклогитов в неркаюском комплексе: этими породами насыщены только две локализованные зоны: по правобережью р. Неркаю и в междуречье Бол. Нядокота и Бол. Хасая. В других местах находки эклогитов единичны. Со вторым этапом метаморфизма связана амфиболитизация эклогитов. На регрессивной стадии условия метаморфизма отвечали глаукофан-альмандиновой фации. Третий этап метаморфического преобразования пород соответствовал глаукофановой фации, переходной по температуре к глаукофан-альмандиновой фации, а по давлению – к фации зеленых сланцев.

Оценка возможных геодинамических обстановок образования протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса была дана в нашей статье (Пыстин и др., 2014), где показано, что на дискриминационных диаграммах точки составов эклогитов и амфиболитов ложатся в пограничные области полей континентальных базальтов и базальтов океанических островов. При сравнении распределения РЗЭ в metabazитах (эклогитах и амфиболитах) неркаюского комплекса с типовыми составами вулканитов основного ряда обнаружилось их сходство с платобазальтами и умеренно-обогащенными толеитами окраинных (задуговых) морей. Анализ спектров распределения редких и РЗЭ элементов показал близость составов исследуемых кристаллических сланцев с составами граувакк океанических островных дуг. В целом, результаты анализа петрогеохимических данных приводят к выводу, что протолиты метаморфических пород неркаюского комплекса наряду с признаками океанического (морского) происхождения имеют континентальные метки. Это можно проинтерпретировать следующим образом: вулканогенно-осадочные образования – протолиты метаморфических пород сформировались на окраине континента в обстановке рифтогенеза и последующего развития задугового моря.

Для установления возраста протолитов и времени проявления метаморфических преобразований пород впервые были выполнены изотопные исследования цирконов из двух проб гранат-слюдистых кристаллических сланцев U-Pb LA-SF-ICP-MS методом. В каждой пробе проанализировано по 50 зерен цирконов. Процедура анализа и расчета возраста приведена в статье (Хубанов и др., 2016). Полученные результаты указывают на полимодальное распределение возрастных значений цирконов. Изучение морфологических особенностей цирконов показало, что наиболее древние значения (2716–2408 млн лет) имеют детритовые цирконы. В распределении датировок новообразованных (метаморфогенных) цирконов выделяются максимумы: 2.1, 1.75, 1.5, 1.25, 1.0 и 0.65 млрд лет, соответствующие основным возрастным рубежам в протерозойской истории развития докембрийских метаморфических комплексов Урала.

Таким образом, впервые выполненное U-Pb датирование цирконов из метаморфических пород неркаюского эклогит-сланцевого комплекса подтверждает давно разрабатываемое нами представление о неркаюском эклогит-сланцевом комплексе, как о тектонически перемещенном фрагменте нижнедокембрийского кристаллического основания, вовлеченного в структуру уралид.



Верхний возрастной уровень терригенных образований – протолитов гранат-слюдяных кристаллических сланцев превышает 2.1 млрд лет. Время проявления раннего этапа метаморфизма первично-терригенных отложений неркаюского комплекса около 2.1 млрд лет назад. Учитывая, что пластовые тела эклогитов участвуют в строении наиболее ранних складок, а парагенезис гранат+омфациит в метабазах относится к образованиям наиболее ранних метаморфических событий (Пыстин и др., 2014), этот возрастной репер можно связать с проявлением эклогитового метаморфизма. Обращает на себя внимание, что в цирконовой хронометрии неркаюского комплекса не выделяются палеозойские метаморфические события, которые в отличие от метаморфических процессов в марункеуском эклогит-гнейсовом комплексе Полярного Урала были, вероятно, низкотемпературными. Имеющиеся датировки белых слюд из эклогитов, полученные Ag-Ag методом: $351,3 \pm 3,6$ и $352 \pm 3,6$ млн. лет (Иванов, 2001), скорее всего, указывают на время палеозойского этапа эксгумации эклогитсодержащих толщ. Главный Уральский разлом в этой трактовке является зоной выведения глубинных метаморфических комплексов, в том числе нижнедокембрийских, на приповерхностные уровни. Этим объясняется приуроченность к Главному Уральскому разлому неркаюского комплекса.

Литература:

Иванов К. С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // ДАН, 2001. Том 377, №2. С. 231–234.

Пономарева Т.А., Пыстин А.М., Кушманова Е.В. Глубинная характеристика неркаюского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. № 11. С. 9–14.

Пыстин А. М., Казак А. П., Чернышев Ю. А. Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО, 1983. Ч. 112, вып. 3. – С. 346–353.

Пыстин А. М., Кушманова Е. В., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. №11. 2014. – С. 14–19.

Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 1. С. 241–258.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Пыстина Ю.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Гранитоиды северной части Приполярного Урала относятся к трем разновозрастным гранитоидным комплексам (Пыстин, Пыстина, 2011): раннепротерозойскому николайшорскому (Николайшорский, Балашовский и др. массивы), средне-позднерифейскому кожжимскому (Кожжимский массив) и вендско-раннекембрийскому сальнеро-маньхамбовскому (Кузьпуаюский, Бадьяюский, яротский и др.).

Нами изучены некоторые геохимические особенности гранитоидов, представляющих все три комплекса. В пробах гранитов, слагающих изученные нами массивы, отмечено присутствие аксессуарных цирконов весьма разнообразных по форме, характеру зональности, наличию включений, окраске, степени метамиктности и другим признакам. Суммарно они представляют все основные морфологические типы цирконов по И.В. Носыреву (Носырев 1987): цирконовый, гиацинтовый, копьевидный, торпедовидный и циртолитовый.



Проведенные исследования показывают, что акцессорные цирконы из пород разных гранитоидных комплексов северной части Приполярного Урала, занимающих разную геологическую позицию и различающихся по изотопному возрасту, отличаются по набору морфотипов, их количественным соотношениям и геохимическим особенностям.

В гранитах Николайшорского массива установлено максимальное количество морфотипов цирконов – четыре: гиацинтовый, копьевидный, торпедовидный и детритовый. Гранитоиды Кожимского, Бадьяюского и Яротского массивов характеризуются наличием трех морфотипов цирконов, но если в гранитоидах Бадьяюского и Яротского массивов они схожи (цирконовый, гиацинтовый и торпедовидный морфотипы), то в породах Кожимского массива – это цирконовый, торпедовидный и циртолитовый морфотипы.

Общим для гранитоидов всех массивов является является один морфотип – торпедовидный. Копьевидный морфотип установлен только в породах Николайшорского массива. Здесь также встречаются детритовые цирконы, отсутствующие в гранитоидах других массивов. Граниты Кожимского массива отличаются от других гранитоидов наличием циркона циртолитового морфотипа. Кроме того, в них, в отличие от гранитоидов Бадьяюского и Яротского массивов, отсутствуют цирконы гиацинтового типа.

Наличие в породах Николайшорского массива копьевидных цирконов обусловлено глубинными условиями их становления, характеризующихся широким развитием пегматитов и мигматитовых ореолов. Отсутствие цирконов раннемагматической генерации (цирконового морфотипа) может быть связано с неоднократным проявлением процессов ремобилизации гранитов и, соответственно, регенерации ранее образованных акцессорных минералов. То, что циркон цирконового морфотипа ранее мог присутствовать в николайшорских гранитах, доказывается установленными фактами обрастания короткопризматических кристаллов цирконов (цирконового морфотипа) дипирамидально-призматическими – копьевидными.

Анализ распределения U в цирконах этого морфотипа показывает, что при преобладающем развитии пирамиды содержание U уменьшается от центра кристалла к краю, а по мере развития призмы, напротив, увеличивается. По мнению некоторых исследователей (Осовецкий, 2001) обогащение краевых частей кристаллов цирконов U может объясняться влиянием последующих метаморфических преобразований пород, что вполне соответствует реальной ситуации. Гранитоиды, как и вмещающие породы претерпели несколько этапов метаморфизма, в том числе, в условиях средних–высоких температур.

В гранитах Кожимского массива отсутствуют цирконы копьевидного типа, что связано с малоглубинными условиями кристаллизации пород и отсутствием пегматитовой стадии. Присутствие практически во всех зернах цирконов, относящихся к цирконовому типу, регенерационных каемок, вероятно, связано с ремобилизацией гранитов при наложенном метаморфизме и гранитогенезе во время становления сальнеро-маньхамбовского комплекса. Наличие в гранитах Кожимского массива непрозрачных буровато-желтых и коричневых призматических цирконов слегка уплощенной формы, выделенных нами в циртолитовый морфотип, также является признаком метасоматической (или метаморфической) переработки пород (Фишман и др., 1968). Учитывая, что кожимские граниты, слагающие пластообразное тело в нижней части разреза пуйвинской свиты (RF₂?), имеют «пуйвинский» возраст, они действительно были метаморфизованы совместно с вмещающими породами, что подтверждается петрографическими исследованиями. С метаморфическими преобразованиями гранитоидов этого массива может быть связано и распределение U в цирконах циртолитового морфотипа, содержание которого увеличивается от центра кристалла к краю, а также наличие в цирконах включений (скорее всего, новообразований) торита и уранторита.



В гранитоидах Бадьяюского массива, как и описанного выше Кожимского, отсутствуют цирконы копьевидного типа, что также может быть связано с относительно малоглубинными условиями кристаллизации пород. Особенности распределения элементов-примесей в цирконах не находят однозначного объяснения. Содержание U в цирконовом и гиацинтовом морфотипах уменьшается от центра кристалла к краю. В породах Яротского массива содержание U в цирконовом морфотипе уменьшается от центра кристалла к краю, а в гиацинтовом – увеличивается. Интересная особенность в распределении U в цирконах первого морфологического типа как в гранитах Бадьяюского так и Яротского массивов – с появлением грани 001 содержание U уменьшается от центра кристалла к краю, а Th, наоборот, увеличивается. Вероятно, это связано с вторичными низкотемпературными процессами. Породы как Бадьяюского, так и Яротского массивов катаклазированы и рассланцованы.

Общим для всех гранитоидов рассматриваемой территории является топедовидный морфотип цирконов. Но по характеру распределения элементов-примесей различаются цирконы этого морфотипа в породах Бадьяюского и Яротского массивов, с одной стороны, от аналогичных цирконов в породах Николайшорского и Кожимского массивов, с другой. Более того, и в породах Николайшорского и Кожимского массивов топедовидные цирконы при близких геохимических характеристиках заметно различаются по содержанию Y. В первых они имеют наиболее низкие значения Y для этого морфотипа цирконов, в кожимских гранитах, напротив, наиболее высокие. То есть, и торпедовидный морфотип, а точнее его геохимические особенности, могут также использоваться для целей корреляции и расчленения гранитов.

Таким образом, результаты изучения типоморфных особенностей цирконов из гранитов разных массивов северной части Приполярного Урала и данные генерационного анализа подтверждает представление о принадлежности пород к трем разным гранитоидным комплексам. Они отличаются между собой набором морфотипов цирконов, имеющих определенные генетические и генерационные признаки, а также распределением (в некоторых случаях содержанием) элементов-примесей. Схожесть цирконов из гранитов разных массивов, принадлежащих одному и тому же комплексу – сальнерскому (Бадьяюский и Яротский массивы), указывает на устойчивость типоморфных признаков этого минерала и возможность его применения для решения вопросов расчленения и корреляции магматических образований.

Судя по наличию копьевидного морфотипа цирконов, наиболее глубинными по условиям кристаллизации являются гранитоиды Николайшорского массива, что хорошо согласуется с геологическими данными. Гранитоиды этого массива изофациальны метаморфическим породам амфиболитовой фации умеренных давлений, которые образовались при $P=6-9$ кбар (Осовецкий, 2001) что может соответствовать глубинам 20 км и более. Наименее глубинными по условиям кристаллизации являются граниты Кожимского массива, максимальная глубина становления которых определяется мощностью вмещающих его отложений пуйвинской свиты – около 1.5 км (Пыстин, Пыстина, 2011) Но некоторые типоморфные особенности цирконов в гранитах упомянутого массива, например, наличие регенерационных каемок на цирконах цирконовом морфотипа, образование цирконов циртолитового морфотипа и распределение в них U могут быть связаны с процессами средне-низкотемпературного метаморфического преобразования гранитов вместе с вмещающими породами (Пыстин, Пыстина, 2015). Эти процессы, судя по суммарной мощности средне-верхнерифейских отложений рассматриваемой территории, могли происходить на глубинах 4–6 км.

Тем не менее, по целому ряду типоморфных особенностей (размерам зерен, степени прозрачности и окраске, характеру зональности, степени удлинения, наличию ядер и



минеральных включений и др.) цирконы одного и того же морфотипа из гранитов разных комплексов мало отличаются друг от друга, хотя, несомненно, эти особенности связаны с физико-химическими условиями кристаллизации пород.

Расширение круга индикаторных признаков акцессорных цирконов для решения вопросов петрогенезиса, корреляции и других задач геологии гранитоидных комплексов Приполярного Урала является актуальной темой дальнейших исследований.

Литература:

Носырев И.В. Методические рекомендации по количественно-генетической интерпретации результатов изучения акцессорных минералов. Киев: Наук. думка, 1987. 81с.

Осовецкий Б.М. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник. Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-та, 2001. 244 с.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. // Известия КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2011, вып.4 (8). С.14–19.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Архейско-палеозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента Земной коры. Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2015. №7. С. 3–18.

Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968. 250 с.



АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

| | | | |
|----------------------|---------------|-------------------|-------------|
| Абдуллаева Ш.Ф. | 21 | Калашникова Т.В. | 10 |
| Амиров Э.М. | 13 | Каллистов Г.А. | 12, 195 |
| Антипин В.С. | 204 | Каменецкий В.С. | 88, 148 |
| Антонов А.В. | 179 | Карабаев М.С. | 13 |
| Баба-заде В.М. | 21 | Каргин А.В. | 93, 193 |
| Бабаева Г.Д. | 139 | Каримов А.А. | 152 |
| Бабушкина М.С. | 186 | Каримова Ф.Б. | 170 |
| Багаева А.А. | 244 | Карташева Е.В. | 248 |
| Бадрединов З.Г. | 227 | Каулина Т.В. | 165, 189 |
| Базанова Л.И. | 248 | Кашин С.В. | 15, 223 |
| Базылев Б.А. | 107 | Кервинен А.В. | 19 |
| Балаганский В.В. | 132 | Керимли У.И. | 21 |
| Балтыбаев Ш.К. | 213 | Керимов В.М. | 24, 139 |
| Баянова Т.Б. | 62 | Кисельников Ю. | 210 |
| Бекренев К.А. | 148 | Климова Е.В. | 144 |
| Беляев В.А. | 152 | Кобл М.А. | 62 |
| Беляев О.А. | 189 | Ковач В.П. | 193 |
| Беляцкий Б.В. | 107, 179, 186 | Козлов Н.Е. | 189 |
| Бердников В.С. | 159 | Козлова Н.Е. | 189 |
| Бережная Н.Г. | 179 | Козловский В.М. | 28 |
| Березкин В.И. | 55 | Комарицына Т.Ю. | 32 |
| Бессмертный К.Н. | 210 | Коновалова Е.А. | 35, 161 |
| Богомолов Е.С. | 186 | Кононкова Н.Н. | 57 |
| Бондарь Н.А. | 55 | Константинов К.М. | 241 |
| Брусницын А.И. | 210 | Коньшев А.А. | 57 |
| Васильева А.Е. | 38 | Копылова А.Г. | 38 |
| Верещагин О.С. | 210 | Копылова М.Г. | 193 |
| Ветрова М.Н. | 96 | Корешкова М.Ю. | 41, 186 |
| <u>Владыкин Н.В.</u> | 41 | Костровицкий С.И. | 10, 44 |
| Возняк А.А. | 193 | Кочнев В.Э. | 148 |
| Волков И.С. | 28 | Кравцова Р.Г. | 47, 51 |
| Воронцов А.А. | 32 | Кравченко А.А. | 55 |
| Вострецов В.И. | 81 | Криволицкая Н.А. | 57 |
| Гаврюшкина О.А. | 59 | Крук Н.Н. | 59 |
| Геря Т.В. | 211 | Крымский Р.Ш. | 186 |
| Гибшер А.А. | 136 | Крючкова Л.Ю. | 88 |
| Голобурдина М.Н. | 244 | Кудряшов Н.М. | 62 |
| Гонгальский Б.И. | 57 | Кузнецова Л.Г. | 64 |
| Горнова М.А. | 152, 204 | Кузьмин В.К. | 68 |
| Гурьянов В.А. | 220 | Кузьмин И.А. | 71 |
| Давыдова М.Ю. | 142 | Кузьмин М.И. | 204 |
| Даунс Х. | 41 | Куйбида М.Л. | 74 |
| Джуманиязов Д.И. | 170 | Куликова З.И. | 51, 76, 81 |
| Джурабаев А.Б. | 13 | Куликова К.В. | 85 |
| Дирксен О.В. | 248 | Курдюков Е.Б. | 28 |
| Дриль С.И. | 54, 152 | Кутырев А.В. | 88 |
| Житникова И.А. | 175 | Кушманова Е.В. | 260 |
| Захаров В.С. | 211 | Ларионов А.Н. | 41 |
| Зелепугин В.Н. | 68 | Ларионова Ю.О. | 93, 193 |
| Зингер Т.Ф. | 28 | Лебедева Н.М. | 90, 93, 193 |
| Изох А.Э. | 230 | Левашова И.О. | 96 |



| | | | |
|------------------|---------------|------------------|-------------|
| Левицкий В.И. | 99, 103 | Перетяжко И.С. | 204, 206 |
| Левицкий И.В. | 99, 103 | Перова Е.Н. | 210 |
| Леднева Г.В. | 107 | Перчук А.Л. | 211 |
| Леснов Ф.П. | 109 | Петракова М.Е. | 213 |
| Лиханов И.И. | 113, 116, 234 | Петров Г.А. | 216 |
| Львов П.А. | 175, 179 | Петрова Т.А. | 216 |
| Лыхин Д.А. | 120 | Петухова Л.Л. | 220 |
| Лоскутов Е.Е. | 55 | Плющев Е.В. | 223 |
| Магретова Л.И. | 122 | Полин В.Ф. | 227 |
| Макарьев А.А. | 57 | Полянский О.П. | 230 |
| Макарьева Е.А. | 57 | Попвасев К.С. | 231 |
| Макрыгина В.А. | 127 | Попов Н.В. | 55, 234 |
| Максименко Н.И. | 130 | Попов Ю.В. | 238 |
| Максимов О.А. | 132 | Потапов И.Л. | 260 |
| Макшаков А.С. | 47, 51 | Потапов С.В. | 241 |
| Мальковец В.Г. | 136, 234 | Проскурнин В.Ф. | 244 |
| Мамедов М.Н. | 139 | Проскурнина М.А. | 244 |
| Марин Ю.Б. | 186 | Пузанков М.Ю. | 248 |
| Мартынов Ю.А. | 142 | Пуляева И.А. | 206 |
| Матреничев А.В. | 144 | Пустовит О.Е. | 238 |
| Матреничев В.А. | 144 | Пухтель И.С. | 250, 253 |
| Махоткин И.Л. | 148 | Пушкарев Е.В. | 256, 258 |
| Медведев А.Я. | 152 | Пыстин А.М. | 260 |
| Медведев В.А. | 153 | Пыстина Ю.И. | 260, 262 |
| Медведева С.А. | 158 | Разумный А.В. | 227 |
| Митин К.А. | 159 | Ремизов Д.Н. | 244 |
| Митина А.В. | 159 | Ремизова А.Ф. | 127 |
| Михеев Е.И. | 74 | Родионов Н.В. | 179 |
| Мишин Л.Ф. | 35, 161 | Рыбин А.В. | 142 |
| Мокрушин А.В. | 62 | Савина Е.А. | 206 |
| Мокрушина О.Д. | 62, 165 | Савко К.А. | 213 |
| Молчанов А.В. | 15 | Садиров Р.М. | 13 |
| Морозова Л.Н. | 167 | Сазонова Л.В. | 90, 93, 193 |
| Москалева С.В. | 248 | Самсонов А.В. | 197 |
| Мударисова Р.А. | 173 | Свирская Н.М. | 57 |
| Мусаев А.М. | 170 | Селятицкий А.Ю. | 230 |
| Мыскова Т.А. | 175, 179 | Семенов А.Н. | 230 |
| Мясникова О.В. | 201 | Сергеев С.А. | 186, 244 |
| Нагайцева Н.Н. | 244 | Середа Е.Е. | 179 |
| Нарыжнов А.В. | 74 | Скузоватов С.Ю. | 204 |
| Недосекова И.Л. | 182 | Слабунов А.И. | 132 |
| Нематуллаев С.Ю. | 170 | Смирнов С.З. | 59 |
| Никитина Л.П. | 186 | Соколов С.Д. | 107 |
| Ниткина Е.А. | 189 | Соколова Е.Н. | 59 |
| Носова А.А. | 90, 93, 193 | Соловьева Л.В. | 10 |
| Округин А.В. | 55 | Степанова А.В. | 19 |
| Оролов А.К. | 13 | Сурин Т.Н. | 153 |
| Осипова Т.А. | 12, 195 | Талтыкин Ю.В. | 35, 161 |
| Остапенко Д. | 142 | Таскаев В.И. | 28 |
| Павлова Л.А. | 51 | Тихомирова Я.С. | 93 |
| Павлова Т.А. | 197 | Томшин М.Д. | 38 |
| Панфилов А.В. | 260 | Травин В.В. | 28 |
| Первунина А.В. | 201 | Третьякова И.Г. | 136 |
| Перепелов А.Б. | 204, 248 | Удоратина О.В. | 62, 85 |



| | | | |
|-----------------------|---------|---------------------|-----|
| Успенский Б.В. | 173 | Шупилко Е.В. | 68 |
| Хачатрян Г.К. | 148 | Юдин Д.С. | 206 |
| Хромых С.В. | 59 | Юрченко Ю.Ю. | 68 |
| Чибисова М.В. | 142 | Яковлев В.А. | 74 |
| Шарыгин И.С. | 241 | Яковлев Д.А. | 44 |
| Шатов В.В. | 15, 223 | Ярмолюк В.В. | 120 |
| Шелепов Я.Ю. | 74 | Якушик М.А. | 28 |
| Шуйский А.С. | 85 | | |



Научное издание

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Материалы ХIII Всероссийского Петрографического совещания
(с участием зарубежных ученых)

г. Иркутск, 06–13 сентября 2021 г.

**ТОМ 2
К–П**

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

Подписано в печать 05.08.2021 г. Формат 60х90/8.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 27,9. Усл. печ. л. 31,5. Тираж 300 экз. Заказ 930.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1