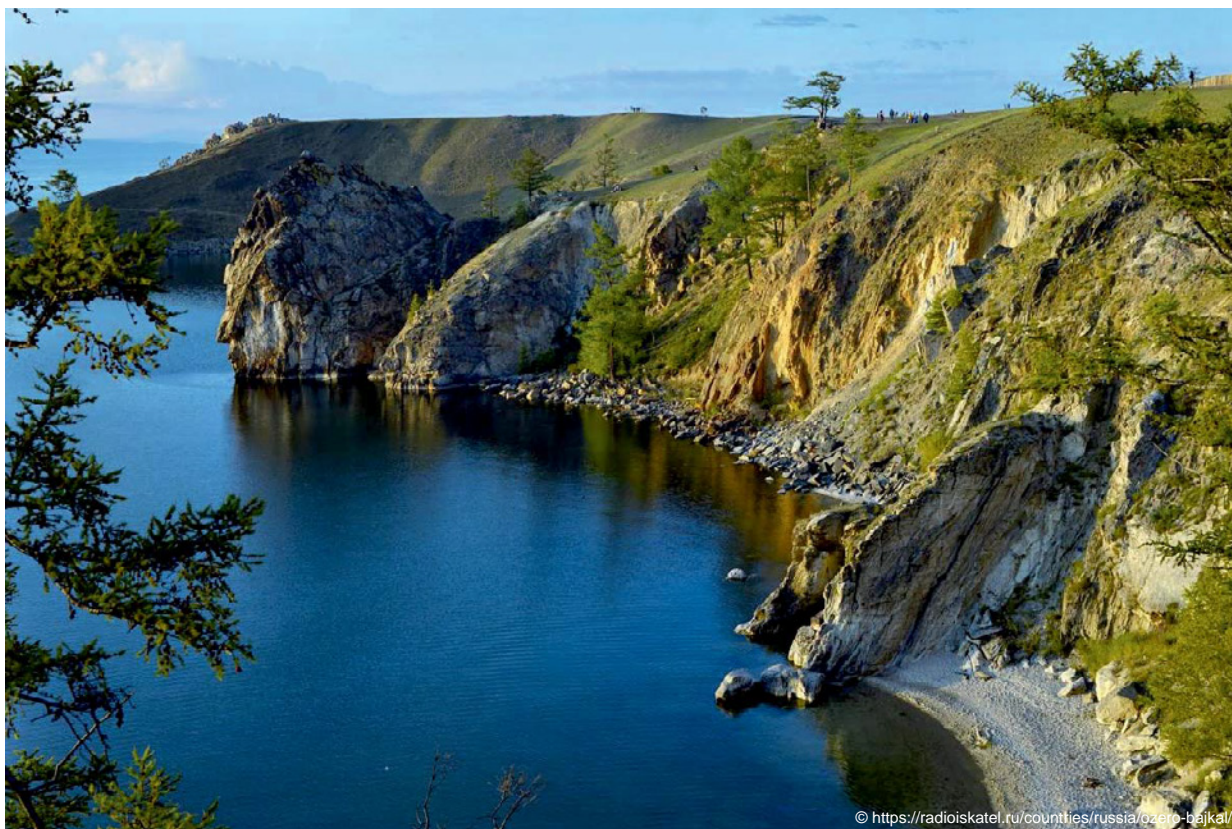




XIII ВСЕРОССИЙСКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ
(с участием зарубежных ученых)

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Материалы совещания



**ТОМ 1
А-И**

**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 1
А-И**

Иркутск
2021



УДК 551+552
ПЗ0

Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы ХIII 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. 1. – 253 с.

В книгах представлены материалы ХIII 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 книги 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 томного 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 978-5-94797-389-1 Том 1

© ИГХ СО РАН, 2021



СОДЕРЖАНИЕ

Азарова Ю.В., Кринов Д.И., Кольцов В.Ю. О МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОД ФЛЮОРИТ-БЕРТРАНДИТ-ФЕНАКИТОВОЙ ПРОБЫ ЕРМАКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	9
Азимов П.Я., Ризванова Н.Г. МЕТАМОРФИЗМ ПОВЫШЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ В ЗОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ НИЗКИХ ДАВЛЕНИЙ: ГРАНАТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КИТЕЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ)	12
Азимов П.Я., Степанова А.В., Бабарина И.И., Кервинен А.В., Степанов В.С. РЕЛИКТОВЫЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРНЫЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В МЕТАБАЗИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ПИКА КОЛЛИЗИИ В ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОМ ОРОГЕНЕ: БОЯРСКИЙ ГАББРОНОРИТ-ТРОКТОЛИТОВЫЙ МАССИВ	15
Аило Ю., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. НАХОДКА Fe–Si ВКЛЮЧЕНИЙ В ГЛУБИННЫХ НОДУЛЯХ ИЗ ТРАХИБАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА КАРЬЕРНЫЙ (ТУНКИНСКАЯ ДОЛИНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ) И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СОБЫТИЯ ВЕЛИКОГО ОКИСЛЕНИЯ	18
Акимов В.В., Просекин С.Н. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ И ХИМИКО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ НАНОСИСТЕМ С ПОМОЩЬЮ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ «СЕЛЕКТОР»	23
Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. ГЕНЕЗИС КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ	26
Акинин В.В., Прокопьев А.В. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИКА В СОПОСТАВЛЕНИИ С АЛЯСКОЙ И КОРДИЛЬЕРАМИ	28
Алексеев В.И. ПРОИСХОЖДЕНИЕ «БЕЛЫХ ГРАНИТОВ» КЕСТЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРГА-ЫННАХ-ХАЙСКИЙ МАССИВ, ЯКУТИЯ)	31
Алымова Н.В., Владыкин Н.В. АГПАИТОВЫЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ КАТУГИНСКОГО МАССИВА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ	33
Антипин В.С., Одгэрэл Д., Гэрэл О., Перепелов А.Б., Куц Л.В., Шептякова Н.В. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЛИТИЙ – ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АРЕАЛАХ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ПРИБАЙКАЛЬЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ, МОНГОЛИЯ)	36
Артименко М.В. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ Al_2SiO_5 ПОЛИМОРФОВ В ТРОЙНОЙ ТОЧКЕ	40
Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. УЛЬТРАБАЗИТ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	41
Ахунджанов Р., Нуртаев Б.С., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ	44



РУДОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВОК (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)

Ащепков И.В., Иванов А.С., Костровицкий С.И., Вавилов М.А., Бабушкина С.А., Владыкин Н.В., Медведев Н.С. СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОГО КИЛЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА – ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И ГЕОХИМИЯ МАНТИЙНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ	48
Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Ризванова Н.Г. ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С Li-F ПЛЮМАЗИТОВЫМИ ГРАНИТАМИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	51
Бадмацыренова Р.А. ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ	54
Базылев Б.А., Леднева Г.В. ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОБСТАНОВКА МЕТАМОРФИЗМА КУМУЛЯТИВНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВА РУЧ. ЛУКОВЫЙ, ВЕЛЬМАЙСКИЙ ТЕРРЕЙН, ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА	56
Балтыбаев Ш.К. МАГМАТИЗМ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО ОРОГЕНА И КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА	58
Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кепежинская П.К. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ Fe-Mn МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ (ЕАО, ДВ РОССИИ)	61
Березкин В.И., Кравченко А.А., Попов Н.В. ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ УНГРИНСКОГО КОМПЛЕКСА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА	64
Богатиков О.А., Докучаев А.Я., Кулаков Ф.В. ИСТОРИЧЕСКИЕ КОЛЛЕКЦИИ РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИГЕМ РАН	69
Богина М.М., Беляцкий Б.В., Чистяков А.В., Крымский Р. ПРОИСХОЖДЕНИЕ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТИКШЕОЗЕРСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ	73
Бойкова И.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ МАЛОБАННОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (КАМЧАТКА)	76
Брусницын А.И. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	79
Брюханова Н.Н., Бычинский В.А., Будяк А.Е. ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЗОЛОТА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ (БОДАЙБО)	82
Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Кондрашов И.А., Олейникова Т.И. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОГО КАВКАЗА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА	84
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, КАК ИНДИКАТОР МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ	87



Васильев В.И., Санжиев Г.Д., Жатнуев Н.С. К ПРОБЛЕМЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ СВОБОДНОГО ФЛЮИДА В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ	90
Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Бямбаасурен Ц., Хуухэнхуу Б., Дорошков А.А. ЭЛЕМЕНТНЫЕ ПРОФИЛИ ТИМБЯНА ДИКОРАСТУЩЕГО В РАЗЛИЧНЫХ ПОЧВЕННЫХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ	94
Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОТОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ SO ₂ КАК ИСТОЧНИКА МАСС-НЕЗАВИСИМОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИЗОТОПОВ СЕРЫ В АРХЕЙСКИХ ПОРОДАХ	95
Ветрин В.Р., Velousova Е.А. Lu-Nf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА И ГЕНЕЗИС НЕОАРХЕЙСКОЙ КЕЙВСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	97
Викентьев И.В. ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА И ИХ СООТНОШЕНИЕ С КОЛЧЕДАННЫМ РУДООБРАЗОВАНИЕМ	101
Владыкин Н.В. ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ	105
Вовчина Т.А. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МОРОЗОВСКОЙ И СОКОЛЬНИНСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНЫХ ДУГ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ПАЙХОЙ)	108
Возняк А.А., Носова А.А., Копылова М.Г., Сазонова Л.В., Пересецкая Е.В., Стифеева М.В. ТИПОМОРФИЗМ ВЫСОКО-Т _i ГРАНАТОВ И ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ИХ ГЕОХИМИИ НА ПРИМЕРЕ ГРАНАТОВ ИЗ ЛАМПРОФИРОВ ТУРЬЕГО МЫСА И КАНДАЛАКШИ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ)	110
Войнова И.П., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В. ВУЛКАНИТЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕНОГО ПОЯСА: ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ	112
Володькова Т.В. ОСОБЕННОСТИ КАРТИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ПО ДАННЫМ АЭРОГАММАСПЕКТРОМЕТРИИ	115
Волынец А.О., Горбач Н.В., Толстых М.Л., Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Овсянников Г.Н. УНИКАЛЬНАЯ ЗОНА ПИКРОБАЗАЛЬТОВОГО И ВЫСОКО-Mg БАЗАЛЬТОВОГО МОНОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА В СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ПОРОД	117
Воробей С.С., Гаранин В.К. ВЛИЯНИЕ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА НА СОХРАННОСТЬ АЛМАЗОВ В ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ	121
Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Дриль С.И., Эрнст Р.Э., Перфилова О.Ю., Гринёв О.М., Комарицына Т.Ю. ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ	124
Вревский А.Б. ВОЗРАСТ И ФОРМАЦИОННЫЙ СОСТАВ ПОРОД И РУД АЛЛАРЕЧЕНСКОГО СУЛЬФИДНОГО Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	127



Врублевская Т.Т., Хубанов В.Б., Симухин А.И., Хубанова А.М., Савчук О.В. МЕДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МАЛО-ХАМАРДАБАНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ – ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК РУДЫ ДЛЯ ДРЕВНЕГО МЕТАЛЛОПРОИЗВОДСТВА В ЗАБАЙКАЛЬЕ	131
Врублевский В.В., Дорошкевич А.Г., Изох А.Э. ПЕРИОДИЧНОСТЬ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ИСТОЧНИКОВ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ	133
Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Кулешевич Л.В., Игнатъев А.В. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ДРЕВНИХ РУД: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СЕРЫ И ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	135
Гаврюшкина О.А., Крук Н.Н. ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ РОССИЙСКОГО АЛТАЯ	138
Герцева М.В., Сысоев И.В. ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНОГО КОЛЫМСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА	141
Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Яковлев И.В., Кузьмин Д.В., Муллаярова Л.С., Bill Griffin, Lynthener Takenaka de Oliveira. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ПОД НАКЫНСКИМ И СЮЛЬДЮКАРСКИМ ПОЛЯМИ И ПРИЧИНЫ КОНТРАСТНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ	145
Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ И СТАНОВЛЕНИЯ КАЛАРО-УДОКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)	148
Гладкочуб Д.П., Дорофеева Р.П. РОССИЙСКО-МОНГОЛЬСКИЕ НАУЧНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ ВСФ АН СССР – ИНСТИТУТЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН: ИСТОРИЯ И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ	150
Гордиенко И.В., Елбаев А.Л., Ветлужских Л.И. СТРУКТУРНО- ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЛЕЙТ-И ПЛЮМТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЭДИАКАРИЙ-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ДЖИДИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА	153
Гордиенко И.В., Одгэрэл Д. НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ РОССИИ И МОНГОЛИИ (РЕЗУЛЬТАТЫ 40- ЛЕТНИХ НЕПРЕРЫВНЫХ СОВМЕСТНЫХ ЭКСПЕДИЦИЙ ГИН СО РАН И ИГИМР МАН, 1977-2017 ГГ.)	156
Готтман И.А., Пушкарев Е.В. ПРИМЕР ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АНКАРАМИТОВОГО И ТРАХИАНДЕЗИТОВОГО РАСПЛАВОВ (МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)	161
Гэрэл Очир. ИЗУЧЕНИЕ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА МОНГОЛИИ В РАМКАХ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ	162
Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б. ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И	165



**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД
ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)**

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Карманов Н.С., Палесский С.В., Посохов В.Ф. МЕГАКРИСТАЛЛЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА 168

Дербекко И.М. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ: РУССКОГОРСКИЙ АРЕАЛ И МЫС НАВАРИН 172

Дербекко И.М. ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ АДАКИТОВЫЕ ГРАНИТЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА 176

Диваев Ф.К., Мамиров Б.Р., Смыслов В.Ф., Хажигаев П.Б. ФОРМАЦИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ РИОЛИТОВ И ЕЁ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ СРЕДИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЗБЕКИСТАНА 180

Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. ВЯЗКОСТЬ ОНГОНИТОВОГО РАСПЛАВА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ 182

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ЮЖНО-СИБИРСКОМ ПОСТКОЛЛИЗИОННОМ МАГМАТИЧЕСКОМ ПОЯСЕ И ЕГО ПРИЧИНЫ 186

Доронина Н.А., Некрасов Г.Е. ПЕТРОГРАФИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕТАВУЛКАНИТОВ АСЫНСКОГО БЛОКА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 189

Егорова Ю.С., Лобач-Жученко С.Б. ЭО-ПАЛЕОАРХЕЙСКИЕ МЕТАКОМАТИИТЫ САРМАТИИ И ИХ СРАВНЕНИЕ С КОМАТИИТАМИ ДРУГИХ КРАТОНОВ 194

Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Вовшина А.Ю., Ларионов А.Н., Павлова Т.А., Борисовский С.Е., Голованова Т.И., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. НОВЫЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ОРОГЕН НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО СУПРАКРУСТАЛЬНЫМ ПОРОДАМ И ГРАНИТОИДАМ ВЯТСКОГО ПОЯСА 198

Ефремов С.В. ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА НА ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТ ГРАНОДИОРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ 201

Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д. МАГМАТИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ ВЫПЛАВЛЕНИЯ МАГМ 205

Зинченко В.Н., Ащепков И.В., Иванов А.И., Феликс Ж.Т., Тинга В.М. МОДЕЛЬ $RTXfO_2$ СТРУКТУРЫ МАНТИИ ПОД АРХЕЙСКИМ КРАТОНОМ КАСАИ (АНГОЛА) 207

Зинченко В.Н., Иванов А.С. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СРЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ АЛМАЗОВ ТИПА ПА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИХ В КИМБЕРЛИТАХ ПО СОСТАВУ МСА (5E) 211



ДИАГРАММЫ)	
Зинчук Н.Н. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ИХ МИНЕРАГЕНИИ	215
Зинчук Н.Н. О КСЕНОЛИТАХ МАНТИЙНЫХ ПОРОД В КИМБЕРЛИТАХ	219
Зинькова Е.А., Червяковская М.В., Готтман И.А. ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОРУДНЫХ ДАЕК МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ПАНОВСКАЯ ЛЯГА (СРЕДНИЙ УРАЛ): ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА	223
Зуб О.Н. БАРЬЕРНАЯ РОЛЬ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД В МИГРАЦИИ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ	227
Иванов А.В., Корфу Ф., Каменецкий В.С., Марфин А.Е., Владыкин Н.В. ДВА ТИПА ДИСКОРДАНТНОСТИ БАДДЕЛЕИТА ИЗ КАРБОНАТИТОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ОБЪЕМНОГО ЭТАПА МАГМАТИЗМА СИБИРСКИХ ТРАППОВ	230
Иванов М.В. ЧИСЛЕННЫЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТРОЙНЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ $H_2O-CO_2-CaCl_2$, H_2O-CO_2-NaCl И $H_2O-CO_2-CH_4$ В P-T УСЛОВИЯХ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ	232
Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Сальникова Е.Б., Баданина Е.В. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПОЛИФОРМАЦИОННОГО ТУРГИНСКОГО ИНТРУЗИВА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ	234
Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Хромова Е.А. ПЕТРОГЕНЕЗИС СКАПОЛИТОВОГО ГАББРО БАМБУЙСКОЙ ИНТРУЗИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	238
Избродина С.Ю. ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МАГNETИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛОНГО (ОЗЕРНИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	240
Имамвердиев Н.А., Романько А.Е., Гасангулиева М.Я. ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ВУЛКАНИЗМ МАЛОГО КАВКАЗА (АЗЕРБАЙДЖАН) (ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ)	244
Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Туляганова Н.Ш., Косбергенов К.М. ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ НУРАТИНСКОГО РЕГИОНА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)	247
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	251



О МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОД ФЛЮОРИТ-БЕРТРАНДИТ-ФЕНАКИТОВОЙ ПРОБЫ ЕРМАКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Азарова Ю.В., Кринов Д.И., Кольцов В.Ю.

*АО «Ведущий научно-исследовательский институт химической технологии», Москва, Россия,
azarova_yu@mail.ru*

Ермаковское – одно из крупнейших месторождений бериллия в нашей стране. Собственного бериллиевого производства в России нет, а его воссоздание в РФ представляет собой важную, но сложную задачу. (Кольцов и др., 2017; Обзор рынка бериллия..., 2014). В АО «ВНИИХТ» выполнен комплексный проект 14.582.21.0008, посвященный разработке технологии извлечения бериллия из руд, включая технологию получения концентратов Ве (Матясова и др., 2015), в рамках этого направления проведен и петрографический анализ бериллиевых руд.

Массивные бертрандит-фенакит-флюоритовые руды – самые распространенные в Ермаковском месторождении. Продуктивная порода – апоизвестняковые метасоматиты. Основная часть бериллия заключена в фенаките и бертрандите. Общая минералого-петрографическая характеристика этих пород была дана ранее рядом авторов (Куприянова и др., 2009). Тем не менее, мы остановимся подробнее на характеристике пород небольшой пробы, изученной коллективом минералого-геологической лаборатории АО «ВНИИХТ». Попытки ее обогащения выявили проблему серьезного недоизвлечения полезного компонента (Ве) и стабильный переизбыток кальциевой компоненты. Так как породообразующим минералом данной пробы является флюорит, а основные минералы бериллия – фенакит и бертрандит – рассеянные акцессорные минералы, методы локального анализа (СЭМ и т.п.) не дали удовлетворительного результата из-за невозможности прямого определения бериллия и, следовательно, точной идентификации его минералов-носителей в породе. Исходя из этого, наиболее продуктивным методом решения возникших проблем стало детальное оптико-петрографическое изучение данной пробы (50 прозрачно-полированных шлифов). Решение перечисленных вопросов весьма актуально, учитывая, что по результатам сравнительного анализа данных по крупнейшим месторождениям бериллия в России, только Ермаковское месторождение является соответствующим современным требованиям к качеству руд (Обзор рынка бериллия., 2014).

Породы мелко- и среднезернистой структуры фиолетового цвета разных оттенков. Основную массу руд (в среднем около 45%) составляет флюорит. В промежутках выделений флюорита развиваются бериллиевые (фенакит, бертрандит) и сопутствующие им минералы.

Флюорит – наиболее распространенный минерал рудных пород, имеет промышленное значение наряду с бериллиевым оруденением.

Характерными являются его выделения в виде скоплений округлых зерен, призматических и изометричных, размером от 0,1 – 1–2 до 3–5 мм.

Фиксируются также кристаллы флюорита кубического габитуса, скелетные и футляровидные кристаллы – яркого фиолетового цвета среди скоплений зерен более бледного оттенка (1-ая генерация, флюорит-1 среди 2-ой генерации – флюорит-2) (рис. 1).

Интересной особенностью является формирование позднего колломорфного флюорита (флюорит-3) – (3-я генерация), образующего каймы вокруг скоплений зерен флюорита-1, 2 (рис. 2, 3). Эти каймы декорируются осаждением оксидов и гидроксидов железа по их контурам (рис. 2, 3). Вероятно, формирование колломорфного флюорита происходило на наиболее поздней низкотемпературной стадии минералообразования. На рисунке 3 видно, что флюорит-3 формируется позже и флюорита-1, 2 и бериллиевых минералов. Агрегаты мелкозернистого кварца, оксидов железа и/или глинистых минералов – также

низкотемпературных, замещают, в различной степени, флюорит-3 (рис. 2, 3).

Фенакит – Be_2SiO_4 образует рассеянную вкрапленность – мелкие выделения (20-50 мкм) среди сплошной массы зерен флюорита-1,2, в тесном сростании с последним и на контакте с зернами кварца (рис. 4) (1-ая генерация, фенакит-1). Наблюдается развитие берtrandита по более крупным его зернам (рис. 5).

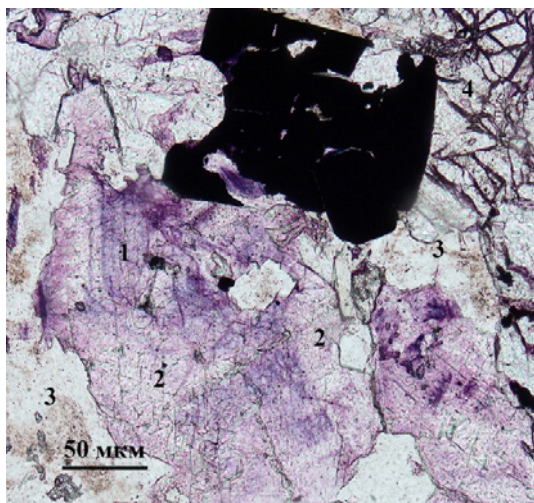


Рис. 1. Скопления флюорита первой (1) и второй (3) генераций в ассоциации с кварцем (3) и фенакитом-1 (4). Масштабная линейка 50 мкм. Николи параллельны.

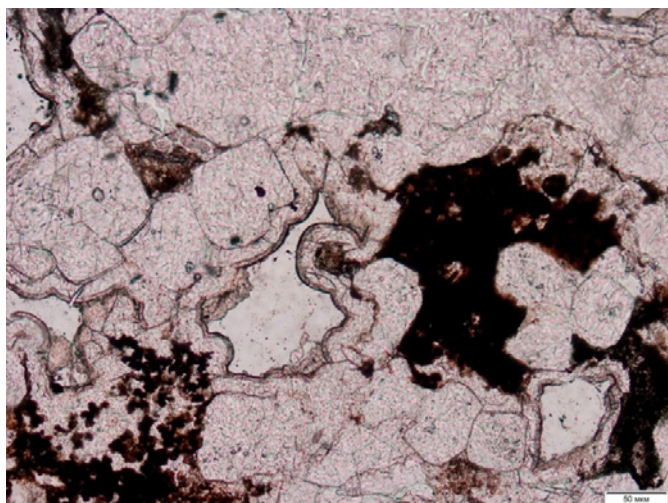


Рис. 2. Формирование кайм колломорфного флюорита с «маркированием» оксидов и гидроксидов железа. Масштабная линейка 50 мкм. Николи параллельны.

Кроме того, отмечаются веерообразные сростки призматических кристаллов фенакита (2-ая генерация, фенакит-2) (от 50-150 мкм до 0,8-1 см) в интерстициях между зернами флюорита-1,2 и/или кварца (рис. 6, 7), которые макроскопически на общем сиренево-фиолетовом фоне выделяются более светлым, серовато-белым цветом. Сферолиты часто пропитаны тонкой вкрапленностью фиолетового флюорита-1, что «подкрашивает» агрегаты.

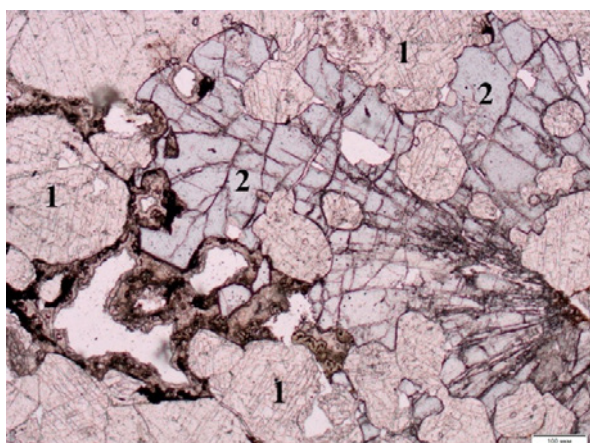


Рис. 3. Формирование оторочек из мелкозернистого агрегата кварца, оксидов Fe и/или глинистых минералов за счет флюорита-3, вокруг флюорита-1, 2 (1) и берtrandита (2). Масштабная линейка 100 мкм. Николи параллельны.

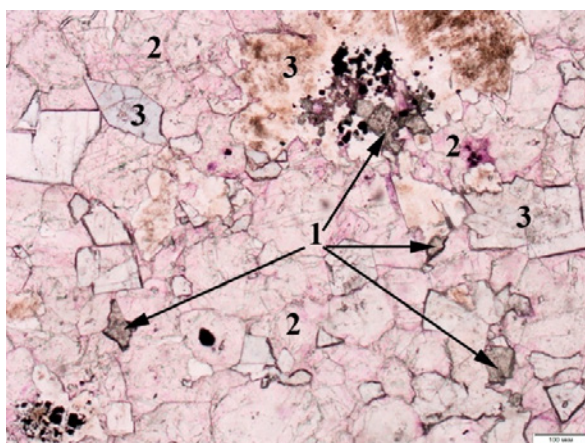


Рис. 4. Проявления фенакита-1 (1) среди флюорита (2) и кварца (3). Масштабная линейка 100 мкм. Николи параллельны.

Берtrandит – $\text{Be}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2$. Выделения идиоморфные или субидиоморфные. Образует длиннопризматические бесцветные или сероватые бледно-окрашенные зерна, иногда крупные веерообразные сростки призматических и копьевидных индивидов среди флюорита-1 (рис. 8). Размер выделений достигает 150 - 200 мкм и более (редко). Часто берtrandит ассоциирует с кварцем в виде таблитчатых, длинно-призматических кристалликов (до 0,3-0,5 мм) и сноповидных сростков, на границе кварца и флюорита-1 (рис. 7).

Берtrandит формировался и позже фенакита-1, вероятно, за счет последнего, характерны псевдоморфозы берtrandита по фенакиту-1 (рис. 5).

С фенакитом-2 возможно близко-одновременное его развитие (рис.7), хотя точно этого утверждать нельзя. Судя по взаимоотношениям минералов, образованию берtrandита предшествовало образование флюорита-1,2 и кварца (рис. 5, 7).

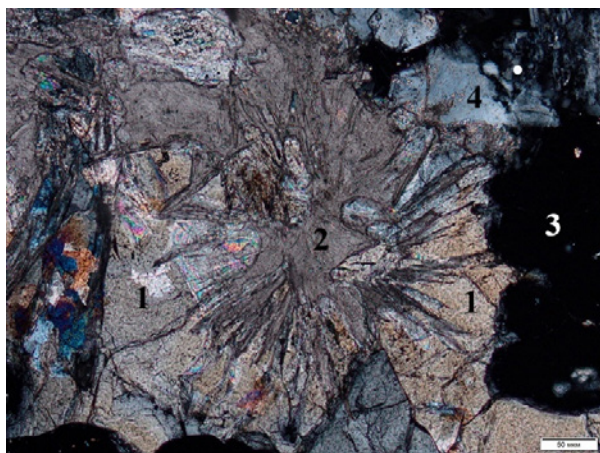


Рис. 5. Соотношения фенакита-1 (1), берtrandита (2), флюорита (3) и кварца (4) Масштабная линейка 50 мкм. Николи скрещены.

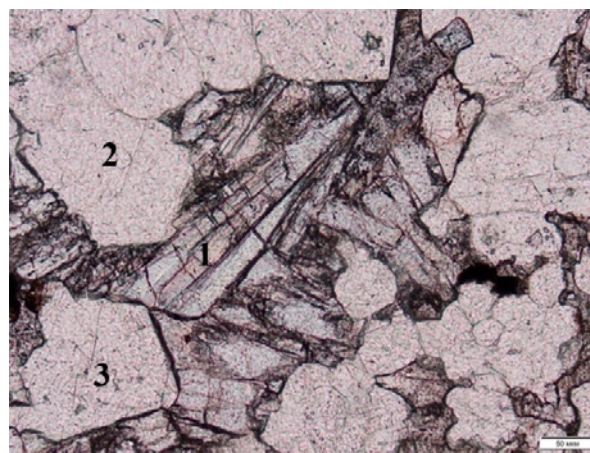


Рис. 6. Веерообразные скопления фенакита-2 (1) среди кварца (2) и флюорита-1, 2 (3). Масштабная линейка 50 мкм. Николи параллельны.

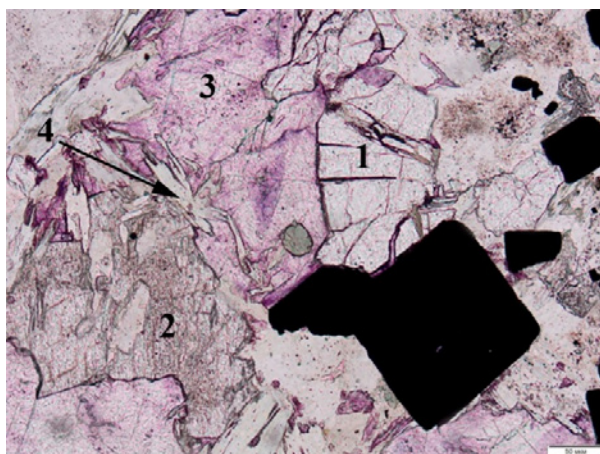


Рис. 7. Веерообразные скопления коротко-призматического фенакита-2 (1) среди кварца (2) и флюорита-1, 2 (3); сростки берtrandита (4), вкрапления пирита(?) – черное. Масштабная линейка 50 мкм. Николи параллельны.

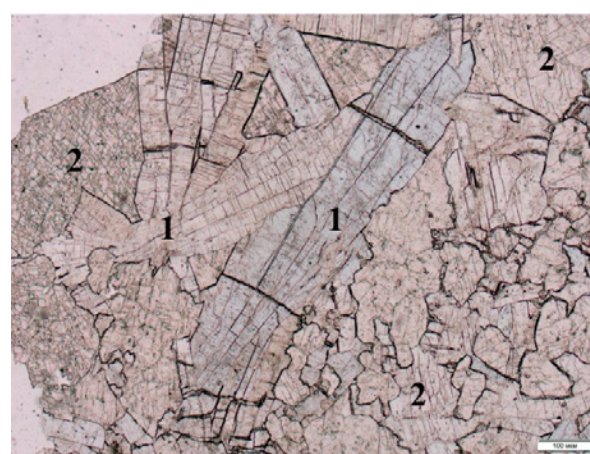


Рис. 8. Веерообразные скопления копьевидного берtrandита (1) среди кварца (2). Масштабная линейка 100 мкм. Николи параллельны.



По результатам анализа соотношений минералов прослеживается следующая общая последовательность формирования минералов рудной ассоциации: фенакит (1) → кварц → фенакит (2) → флюорит-1+флюорит-2 ↔ берtrandит → флюорит-3. Формирование нескольких генераций бериллиевых минералов может быть объяснено волнообразным возрастанием фугитивности фтора. На последнее указывает и формирование 3-х генераций флюорита.

Петрографическое изучение показало, что для повышения рентабельности обогащения излучавшейся пробы и, в целом, руд месторождения необходимо изменить схему обогащения. Сейчас, при очередности: «снятие» флюоритовой составляющей и последующий передел оставшейся горнорудной массы все стадии процесса являются трудоемкими и затратными. Исходя из выявленной повсеместной 2-стадийной взаимосвязанности бериллиевой минерализации с флюоритом и тонкого срастания с ним бериллиевых минералов, рекомендуется методом фотометрической сепарации выделять флюоритовый (точнее флюорит-бериллиевый) концентрат, что позволит значительно сократить объем горнорудной массы, и направлять его на дальнейшее обогащение (например, гидроударную сепарацию). Это позволит избежать переизмельчения компонентов, уменьшить потери полезных компонентов в шламах, обеспечить увеличение экологической защищенности производства (Кринов и др., 2017).

Литература:

Матясова В.Е., Коцарь М.Л., Ананьев А.В. и др. Ионообменные процессы переработки сульфатных растворов и пульп с получением высокочистых соединений бериллия // Атомная энергия. 2015. Т. 119. Вып. 6. С. 331–335.

Кринов Д.И., Азарова Ю.В., Кольцов В.Ю. Минералогические перспективы освоения месторождений бериллия // «Проблемы минералогии, петрографии и металлогении», науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь, 2017. Вып. 20. С. 209–213.

Кольцов В.Ю., Юдина Т.Б., Азарова Ю.В., Семенов А.А., Лизунов А.В., Лесина И.Г. Сравнительный геологический и минералого-петрографический анализ рудных пород месторождений лития и бериллия для моделирования поведения рудных минералов при их переработке // Атомная энергия. 2017. Т. 122. Вып. 2. С. 68–73.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия). М.: ВИМС, 2009. 309 с.

Обзор рынка бериллия в России, СНГ и мире. М.: Исслед. Группа Инфолайн, 2014. 47 с.

МЕТАМОРФИЗМ ПОВЫШЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ В ЗОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ НИЗКИХ ДАВЛЕНИЙ: ГРАНАТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КИТЕЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ)

Азимов П.Я., Ризванова Н.Г.

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

В пределах Раахе-Ладожской сутурной зоны, переходной от архейского Карельского кратона к позднепалеопротерозойскому Свекофенскому орогену, развит зональный североладожский метаморфический комплекс низких давлений (бьюкенского типа) (Ладожская протерозойская..., 2020). Метаморфизм с возрастом 1880–1860 млн лет связан со становлением аккреционного Свекофенского орогена. Степень метаморфизма в североладожском комплексе меняется от низкотемпературной зеленосланцевой фации возле Карельского кратона до высокотемпературной амфиболитовой фации вблизи Мейерского

надвига (южной границы восточной части Раахе-Ладожской зоны). В североладожском комплексе выявлено также метаморфическое событие с возрастом ~1800 млн лет (Балтыбаев и др., 2009), однако данных про РТ–условия и характер проявления этого события нет.

Кительское месторождение ювелирных гранатов расположено в восточной части североладожского комплекса, на южной окраине Руокоярвинской (Кительской) синформы. Типичный минеральный парагенезис метапелитов Кительского месторождения ($Pl + Bt + Qtz + Grt \pm Sil / Fib + Ilm + Rt$, иногда в незначительных количествах St) отвечает метаморфизму барровианского типа (повышенных давлений). В сланцах встречаются небольшие (до 1.5 см) линзы анатектической лейкосомы. РТ–условия метаморфизма кительских сланцев определены методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991): 610–700°C и 6–8 кбар (рис. 1, 2). Эти параметры соответствуют метаморфизму барровианского типа (повышенных давлений). Найденные значения давления выше, чем установленные ранее для наиболее высокотемпературной части североладожского зонального комплекса, и превышают также значения давлений формирования низкобарных гранулитов Ладожского гранулитового ареала (рис. 2).

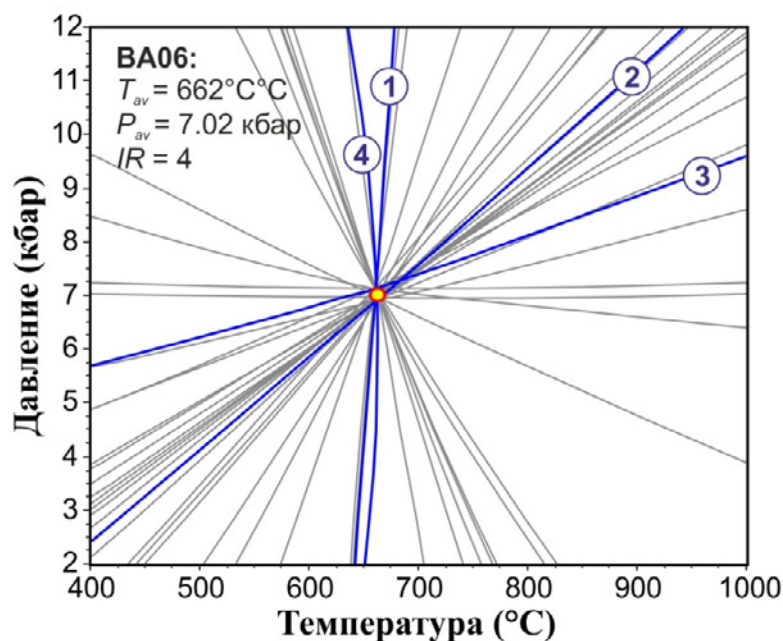


Рис. 1. TWQ-диаграмма (Berman, 1991) соходящимися линиями минеральных реакций (система KCFMAStiH) для парагенезиса $Pl + Bt + Grt + Qtz + Sil (Fib) + Ilm + Rt$ из гранат-биотитовых сланцев месторождения Кителя. Диаграмма рассчитана в программе winTWQ 2.34 для системы с четырьмя независимыми реакциями, выделенными на диаграмме жирными линиями. Номера в кружках соответствуют реакциям: (1) $Alm + Phl = Prp + Ann$, (2) $An = Sil + Qtz + Grs$, (3) $Alm + Rt = Sil + Qtz + Ilm$, (4) $Prp + Ea + Qtz = Phl + Sil$.

Положение кительских сланцев дискордантно общей схеме метаморфической зональности североладожского комплекса. В частности, изограда мигматитов в североладожском комплексе расположена в районе ладожских шхер (Судовиков и др., 1970), то есть значительно южнее Кительского месторождения. Всё это подтверждает связь метаморфических парагенезисов кительских сланцев с иным метаморфическим событием. По результатам датирования монацита (U–Pb метод, ID-TIMS) определён возраст барровианского метаморфизма 1800 млн лет (рис. 3). Этот возраст соответствует периоду завершения Свекофеннского орогенеза (Балтыбаев и др., 2009).

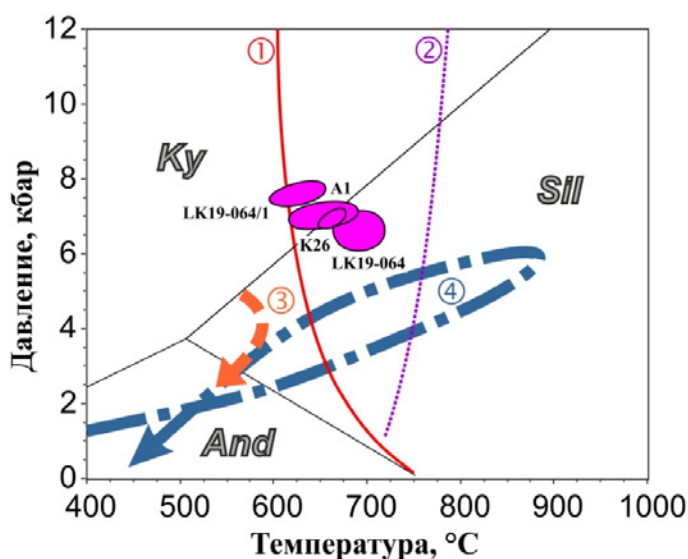


Рис. 2. Определённые методом TWEEQUPT–условия метаморфизма кительских сланцев. Цифры в кружках: 1 –водонасыщенный солидус метапелитов (Thompson, 2001); 2 –солидус дегидратационного плавления метапелитов (Le Breton and Thompson, 1988); 3 и 4 – PТ–тренды метаморфической эволюции свекофеннского метаморфизма (Геология и петрология..., 2000): 3 – в зональном северолодожском метаморфическом комплексе (восточная часть Раахе-Ладожской зоны), 4 – в гранулитовой Ладожской области Свекофеннского орогена.

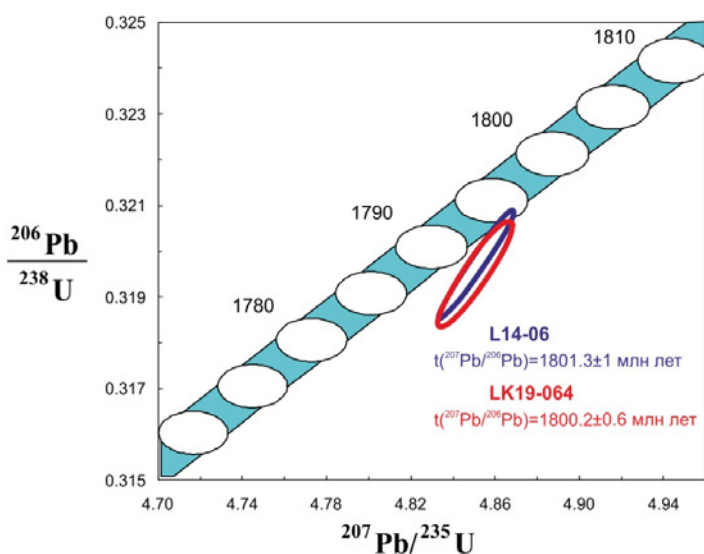


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для U–Pb возраста монацита из кительских парасланцев.

В некоторых сланцах Кительского месторождения присутствует призматический силлиманит, в других – фибролит. Результаты расчётов минеральных реакций и оценка их равновесности методом TWEEQU показывают, что фибролит, как и силлиманит, находится в равновесии с другими породообразующими минералами. Основная реакция, приводящая к формированию силлиманита в парагенезисе с гранатом, – прогрессивное разложение ставролита (реакция $St + Qtz \rightarrow Grt + Sil + H_2O$), обычного в ладожских сланцах среднетемпературных метаморфических зон.

Частичное плавление кительских сланцев происходит без образования *Kfs*, который должен возникать при дегидратационном плавлении слюд (Le Breton and Thompson, 1988;



Thompson, 2001). Это означает, что плавление происходило в водонасыщенных условиях в присутствии существенно водного флюида.

В кительских сланцах проявлены низкотемпературные минеральные преобразования (каолинитизация и хлоритизация), местами довольно интенсивные. Замещение каолином биотита, а не силлиманита, и отсутствие пирофиллита указывают, что эти изменения связаны не с регрессивной стадией метаморфизма, а с более поздними, наложенными событиями – возможно, с каледонскими, ранее установленными в Северном Приладожье (Балтыбаев и др., 2017).

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2019-0013 и гранта РФФИ № 17-05-00265130.

Литература:

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб: Наука. 2009. 328 с.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А., и др. Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 181–185.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб: изд. СПбГУ. 2000. 200 с. Авторы: Ш.К. Балтыбаев, В.А. Глебовицкий, И.В. Козырева и др.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦРАН. 2020. 435 с.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука. 1970. 228 с.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. P. 833–855.

Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 99. P. 226–237.

Thompson A.B. Clockwise P–T paths for crustal melting and H₂O recycling in granite source regions and migmatite terrains // Lithos. 2001. V. 56. No. 1. P. 33–45.

РЕЛИКТОВЫЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРНЫЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В МЕТАБАЗИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ПИКА КОЛЛИЗИИ В ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОМ ОРОГЕНЕ: БОЯРСКИЙ ГАББРОНОРИТ-ТРОКТОЛИТОВЫЙ МАССИВ

Азимов П.Я.¹, Степанова А.В.², Бабарина И.И.³, Кервинен А.В.², Степанов В.С.

*¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
pavel.azimov@mail.ru*

²Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

*³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
Россия*

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита сформирована в мезо-неоархее (Ранний докембрий..., 2005). В течение раннего и среднего палеопротерозоя (2.5–2.1 млрд лет) супракрустальные породы Беломорской и соседней Карельской провинций были прорваны многочисленными базитовыми интрузиями (Stepanova and Stepanov, 2010; Stepanova et al., 2021). В конце палеопротерозоя (~1.95–1.85 млрд лет) Беломорская провинция была вовлечена в Лапландско-Кольскую коллизию (Daly et al., 2006), приведшую к



интенсивной тектоно-метаморфической переработке пород БП, включая интрузии базитов. Степень и уровень этой переработки является предметом оживлённой дискуссии. Для изучения условий позднепалеопротерозойского метаморфизма подходят ранне- и среднепалеопротерозойские основные-ультраосновные интрузии, вовлечённые в метаморфизм и деформации, так как, во-первых, для них очевиден палеопротерозойский возраст метаморфизма, во-вторых, метабазиты часто сохраняют реликтовые метаморфические ассоциации. В парапородах и кислых гнейсах пиковые ассоциации нередко уничтожены регрессивными процессами.

Боярский расслоенный габбронорит-троктолитовый массив представляет собой субизометричное тело размером примерно 2×3 км (Степанов, 1981). Он расположен в центральной части БП, в пределах Чупинского гнейсового пояса. В южном обрамлении массива среди лейкократовых тоналитовых гнейсов расположено несколько небольших будинированных даек Fe-Ti метагаббро и оливиновых габброноритов. Возраст Боярского массива точно не определён, но наши предварительные данные (U-Pb датирование цирконов, SHRIMP-II) позволяют считать, что он лежит в интервале 2500–2400 млн лет. Возраст одной из даек Fe-Ti метагаббро с наибольшей сохранностью габбровой структуры составляет 2115 ± 16 млн лет (Stepanova and Stepanov, 2010).

Боярский массив представляет собой дифференцированный интрузив, сохранивший реликты магматической расслоенности. Он сложен метаморфизованными перидотитами, троктолитами, габброноритами и габбро (Степанов, 1981). Степень меланократовости пород уменьшается с севера на юг. В южной (верхней на момент внедрения) части массива в мелкозернистых лейкократовых габбро встречаются линзы габбро-пегматитов. Все породы массива метаморфизованы. Большинство их сохраняет габбровую структуру, но магматические минералы в различной степени замещены метаморфическими (вплоть до полного замещения). Для пород массива характерны коронарные структуры, в которых каймы граната развиваются на границе агрегатов плагиоклаза и темноцветных минералов. В ультрамафитах северной части массива гранат образует полные псевдоморфозы по плагиоклазу. В ходе регрессивных преобразований в некоторых породах возникают декомпрессионные реакционные структуры (каймы плагиоклаза развиваются уже по гранату). В краевых частях массива и пересекающих его линейных зонах расланцевания основные породы превращены в амфиболиты, не содержащие реликтов не только магматических минералов, но и магматических структур и текстур.

К югу от массива в гнейсах расположена серия кулисообразно расположенных линзовидных вытянутых тел, сложенных метаферрогаббро с возрастом 2.15 млрд лет и метагабброноритами, и представляющих собой будинированные дайки. Контакты этих тел с вмещающими гнейсами сильно тектонизированы. В дайках сохранились участки пород с реликтовыми габбровыми структурами, в которых, как и в породах Боярского массива, гранатовые каймы отделяют темноцветные минералы (клинопироксен и амфибол) от плагиоклаза. Магматические минералы в метаферрогаббро не сохранились. В краевых частях тел метаферрогаббро превращены в разной степени расланцованные (от массивных пород до милонитов) гранатовые амфиболиты, в которых нет ни реликтовых магматических, ни реакционных метаморфических структур. Оливиновые метагаббронориты образуют небольшие будины и протяжённые дайки. Они содержат голубой плагиоклаз с вростками шпинели и коронарные структуры вокруг реликтов оливина. По минеральному и химическому составу эти габбронориты аналогичны прочим оливиновым габброноритам Беломорской провинции, для которых установлено внедрение в период 2450–2400 млн лет (Stepanova and Stepanov, 2010; Stepanova et al., 2021). В наиболее крупных дайках габброноритов видна реликтовая магматическая расслоенность.



Таким образом, в районе оз. Боярского проявлены две возрастных группы интрузивных базитов: с возрастными 2.5–2.4 млрд лет и 2.15 млрд лет. Обе эти группы пород подверглись высокоградному метаморфизму. Возраст внедрения феррогаббро исключает возможность проявления в них предполагаемого метаморфизма с возрастом 2.4 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005), что делает их подходящими объектами для изучения условий метаморфизма, связанного с лапландско-кольской коллизией.

Термобарометрические исследования гранатсодержащих пород Боярского массива и даек феррогаббро выполнены в программе TWQ (Berman, 1991). Для метагабброноритов с псевдоморфозами граната по плагиоклазу (ассоциация $Cpx + Opx + Hbl + Grt + Spl$) РТ–значения, рассчитанные методом TWEEQU, в основном лежат в интервале 600–680°C и 9–10 кбар (условия высокобарной амфиболитовой фации), но по ассоциации $Grt + Cpx + Opx$ выявляются высокобарные реликтовые РТ–значения пика метаморфизма (750–800°C и 25–30 кбар, рис. 1 а).

По ассоциации $Cpx + Hbl + Pl + Qz + Grt$ из метаморфизованных габбро-пегматитов и вмещающих их мелкозернистых метагаббро установлены РТ–значения в диапазоне 760–580°C и 12–7 кбар (от области перехода от высокобарной гранулитовой к верхней границе высокобарной амфиболитовой фации до среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации). Более высокие значения температур и давлений метаморфизма по парагенезисам в габбро-пегматитах не выявлены.

Термобарометрическое изучение метаферрогаббро из даек с реликтовыми габбровыми структурами и с высокобарным гранулитовым парагенезисом $Cpx + Grt + Hbl + Pl + Qtz \pm Bt$ показывает, что пик метаморфизма происходит при сверхвысоких температурах и высоких давлениях (930–960°C и 15–17 кбар, рис. 1б), а после пика метагаббро подвергается регрессивным преобразованиям на фоне снижения РТ–параметров до 670–700°C и 8–10 кбар.

Сольвусная термометрия, основанная на содержании Ti в цирконах (Ferry and Watson, 2007) из габбро-пегматитов Боярского массива, даёт сверхвысокие температуры (> 900 °C; до 940–960 °C), а термометрия по содержанию Zr в рутиле (Tomkins et al., 2007) из тех же габбро-пегматитов – температуры области перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации (720–760 °C для давлений 8–10 кбар). Можно полагать, что циркон, как более устойчивый минерал, сохраняет первичные содержания Ti и, следовательно, информацию о пиковых температурах метаморфизма, которая теряется в породообразующих минералах метаморфизованных габбро-пегматитов. Рутил, вероятно, при ретроградных преобразованиях перекристаллизуется совместно с породообразующими минералами и поэтому не сохраняет микроэлементный состав, отвечающий условиям пика метаморфизма.

Таким образом, в метабазитах Боярского массива и дайках в его обрамлении установлено присутствие реликтовых метаморфических парагенезисов, по которым определены условия пика метаморфизма, достигающих сверхвысоких температур (более 900 °C) и высоких давлений. Эти условия отражают уровень метаморфизма, достигавшийся на пике Лапландско-Кольской коллизии. В дальнейшем в ходе коллапса орогена метабазиты и вмещающие их гнейсы подвергались ретроградным преобразованиям, происходящим в условиях перехода от высокобарной гранулитовой фации к высокобарной высоко-, а затем и среднетемпературной амфиболитовой фации. Минеральные парагенезисы, отражающие условия амфиболитовой фации, наиболее широко распространены в Беломорской провинции и отражают условия коллапса орогена.

Исследования выполнены в рамках тем НИР ИГГД РАН № FMUW-2019-0013, ИГ КарНЦ РАН № АААА-А18-118020290085-4, ИГЕМ РАН № 121041500220-0.

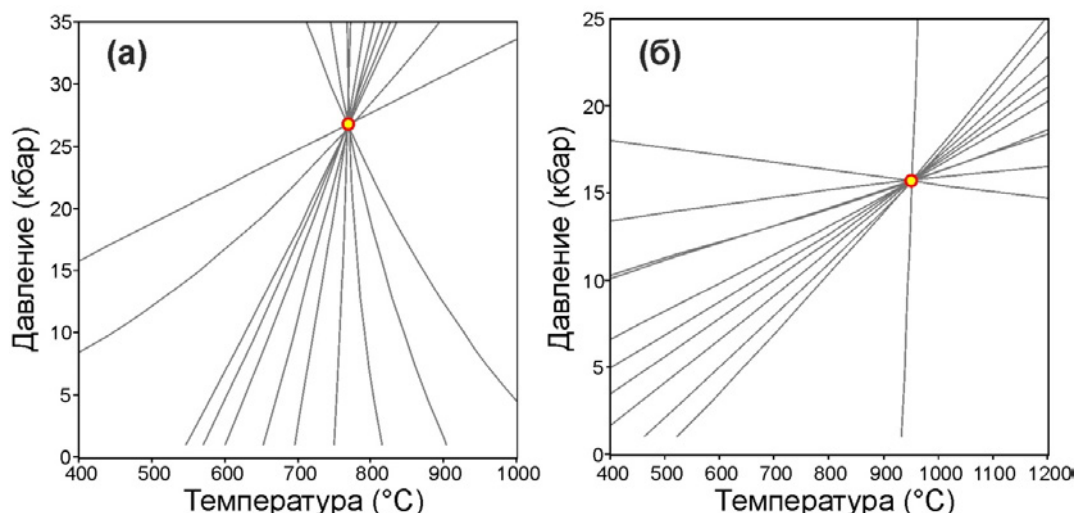


Рис. 1. TWQ-диаграммы для результатов мультиравновесной термобарометрии: (а) для метагброноритов Боярского массива с парагенезисом $Cpx+Opx+Grt+Hbl+Spl$, расчёт для системы $Grt-Opx-Cpx$, термодинамическая база данных ВА96а, 3 независимых реакции; (б) для метаферрогаббро из дайки в обрамлении Боярского массива с парагенезисом $Cpx+Hbl+Pl+Qz+Grt$, расчёт для системы $Grt-Hbl-Pl-Qz-Rt-Sph$, термодинамическая база данных JUN92, 4 независимых реакции.

Литература:

- Ранний докембрий Балтийского щита. / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб: Наука. 2005. 711 с.
Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.
Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London Mem.* 2006. V. 32. P. 579–598.
Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. No. 4. P. 429–437.
Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precamb. Res.* 2010. V. 183. No. 3. P. 602–616.
Stepanova A., Stepanov V.S., Larionov A.N., et al. Relicts of Palaeoproterozoic large igneous provinces in the Belomorian mobile belt, Eastern Fennoscandian Shield: bar-code reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 2021. In press.
Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // *J. Metamorphic Geol.* 2007. V. 25. No. 6. P. 703–713.

НАХОДКА Fe–Si ВКЛЮЧЕНИЙ В ГЛУБИННЫХ НОДУЛЯХ ИЗ ТРАХИБАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА КАРЬЕРНЫЙ (ТУНКИНСКАЯ ДОЛИНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ) И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СОБЫТИЯ ВЕЛИКОГО ОКИСЛЕНИЯ

Аило Ю.^{1,2,3}, Рассказов С.В.^{1,3}, Ясныгина Т.А.³, Чувашова И.С.^{1,3}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, youseph.gh@gmail.com

²Университет Аль-Фурат, Дейр-эз-Зор, Сирия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Железистый кварцит – метаморфическая порода полосчатой текстуры, сложенная кварцем и минеральными оксидными формами железа: магнетитом, мартитом, гематитом



и/или гидрогематитом. Породы такого состава, образующие месторождения железа в докембрийских и кембрийских осадочных толщах мира, могли образоваться в широком интервале термобарических условий метаморфизма железисто-кремнистых хемогенно-осадочных или вулканогенно-осадочных пород. В настоящей работе приводятся результаты изучения состава Fe–Si включений, подобных по структурно-текстурным характеристикам железистым кварцитам, которые были обнаружены в глубинных нодулях из трахибазальтов вулкана Карьерный Тункинской долины Байкальской рифтовой системы. Для сопоставления привлекаются данные о составе железистых кварцитов Шарыжалгайского блока Сибирского палеоконтинента и аккретированного к нему Слюдянского метаморфического субтеррейна Хамардабанского террейна.

Трахибазальты вулкана Карьерный извергались около 13 млн лет назад в Камарско-Становой зоне горячей трансензии Тункинской долины, в зоне гранулитового метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса. Содержащиеся в них глубинные нодули разделяются по валовому составу и составу породообразующих минералов на группы: 1) сильно истощенных реститов, 2) слабо истощенных реститов, близких к составу примитивной мантии, 3) метасоматитов, 4) магматических пород, комплементарных реститам, и 5) пород смешанного (метасоматического и магматического) генезиса (Аило и др., 2019). В породах группы метасоматитов идентифицированы овальные включения от бурого до темно-красноватого цвета (рис. 1). В вебстерите (обр. BS-16-54) и верлите (обр. BS-16-30/1) включения размером до 0,4 мм составляют 2–5 % породы. Они располагаются на границах зерен оливина и клинопироксена и рассеяны в виде мелких (до 0,03 мм) частичек внутри зерен ортопироксена.

Среди Fe–Si включений различаются:

- тонкополосчатые образования, с криптокристаллической структурой, состоящие из чередующихся магнетит-гематитовых и кварцевых полос с варьирующими соотношениями оксидов железа и кремния (рис. 2 а, б, в, г);
- железисто-кремниевые фрагменты зонального строения (рис. 2 д);
- зерна, состоящие из кремнезема, включающего частички оксида железа, образовавшиеся в результате распада твердого раствора (рис. 2 е; рис. 3 а, б, в);
- трещиноватые фрагментированные зерна (рис. 3 д);
- образования тонко-дисперсной железисто-кремнеземистой массы с примесью слабо индивидуализированных силикатных минералов (амфибола или слюды) (рис. 2 з; рис. 3 г).

При исследованиях на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе в Fe–Si включениях обр. BS-16-54 определены максимальные содержания Fe_2O_3 и минимальные содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO, а в подобных включениях обр. BS-16-30/1 – минимальные содержания Fe_2O_3 и максимальные содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO.

Выявлен ряд последовательного изменения состава включений (рис. 4). По сравнению с Fe–Si включениями из глубинных нодулей, в железистых кварцитах из Шарыжалгайского и Слюдянского блоков содержания Fe_2O_3 ниже, а содержания SiO_2 и MgO – выше. Содержания Al_2O_3 и CaO в целом перекрываются. Состав Fe–Si включений из глубинных нодулей имеет большее сходство с составом железистых кварцитов Шарыжалгайского блока, чем Слюдянского.

Для глубинных нодулей, содержащих Fe–Si включения, получают оценки давления по минералогическому барометру (Ashchepkov et al., 2017) и оценки температуры по геотермометру (Ashchepkov et al., 2010), соответственно, 1,06–1,48 ГПа (глубина 35–50 км) и 794–947 °С, а по уравнениям 36 и 38 (Putirka, 2008) – оценки давления 0,7–0,9 ГПа (глубина 25–31 км) и температуры 897–926 °С.

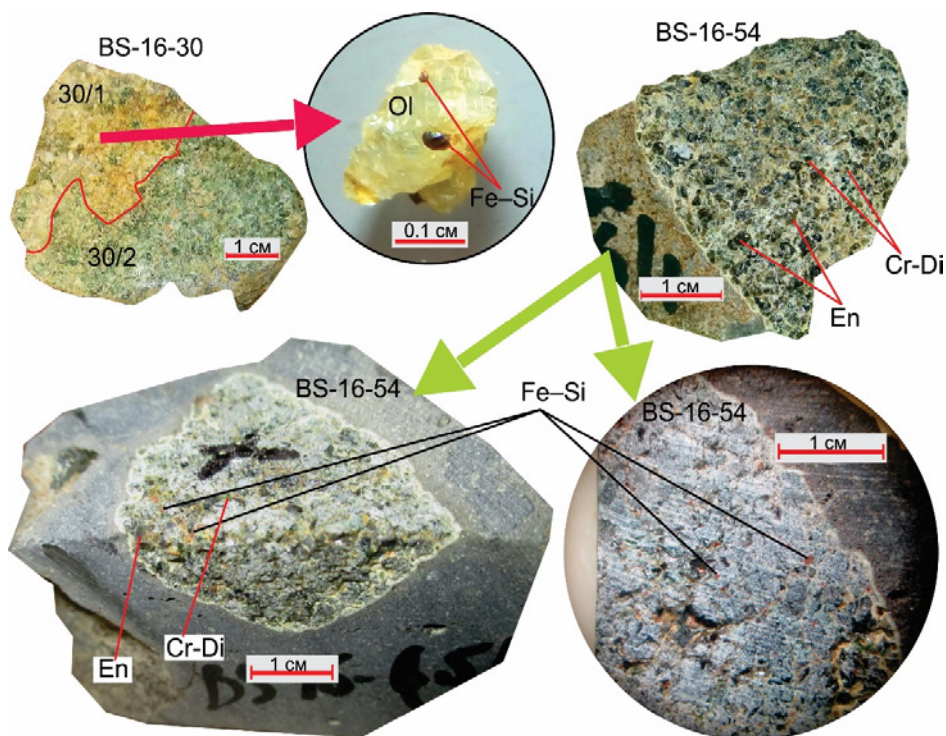


Рис. 1. Фотографии нодулей верлита (обр. BS-16-30/1) и вебстерита (обр. BS-16-54), содержащих Fe-Si включения. Ol – оливин, Cr-Di – хромдиопсид, En – энстатит, Fe-Si включение.

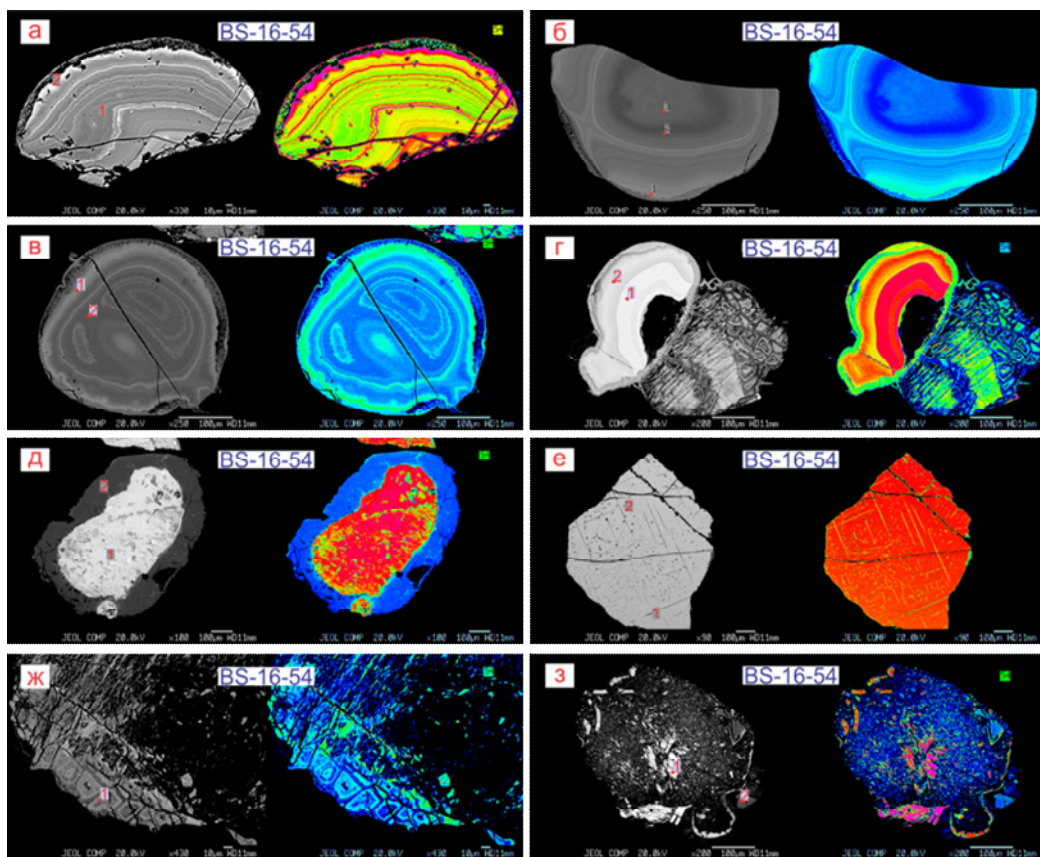


Рис. 2. Фотографии Fe-Si включений в глубинном нодуле (обр. BS-16-54). Изображения в обратно-рассеянных электронах микрозондового анализатора. Красные значки – точки или зоны анализа. Цифры на изображениях – номера точек анализов каждого образца.

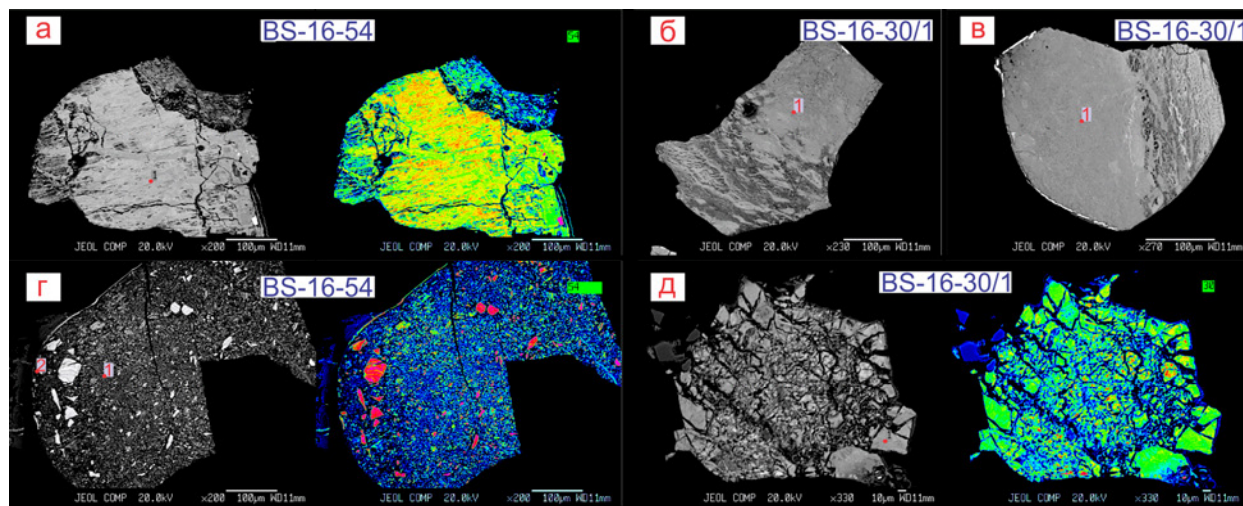


Рис. 3. Фотографии Fe–Si включений из глубинных нодулей – обр. BS-16-54 (а, б) и обр. BS-16-30/1 (в, г и д). Изображения в обратно-рассеянных электронах микронзондового анализатора. Красные точки – точки или зоны анализа. Цифры на изображениях – номера точек анализов каждого образца.

По этим параметрам, геохимическим критериям (Аило и др., 2019), а также присутствию минеральных фаз малой плотности (пироксенов и оливина) при отсутствии плотной фазы граната глубинные нодули рассматриваются как отторженцы нижней части коры.

Сравнительное изучение вулканических пород Камарско-Становой зоны горячей трансенсии и более древних псевдотрахитов из зоны Главного Саянского разлома показало источники этих пород с геохимическими параметрами, отличающимися от параметров источников базальта океанических островов (ОИВ) при комплементарном соотношении компонентов в источниках в области коро-мантийного перехода. По Rb-изотопным данным получена оценка дифференциации материала коро-мантийного перехода из общего компонента Внутренней Азии около 2.22 млрд лет назад и его преобразования около 0.9 млрд лет назад. Магмы Камарско-Становой зоны изливались из источников модифицированного реститового материала, утратившего компонент псевдотрахитов, обогащенных железом, кремнеземом и калием. Непосредственно в зоне милонитов Главного Саянского разлома около 18 млн лет назад извергся Култукский вулкан, лавы которого были производными гранат-содержащего мантийного источника, обедненного железом и кремнеземом относительно источника одновозрастных лав вулкана Метео (Rasskazov et al., 2021).

Становление области коро-мантийного перехода Камарско-Становой зоны совпало по времени с событием Великого Окисления, наиболее продуктивного в отношении железистых кварцитов в истории Земли. Происхождение этого события объяснялось в рамках различных моделей экзогенных процессов, которые способствовали выделению свободного кислорода в атмосферу (Yokota et al., 2013; Bindeman et al., 2016; Маслов, Подковыров, 2018; Eguchi et al., 2020). Находка глубинных нодулей с Fe–Si включениями, вынесенных расплавами из области коро-мантийного перехода, однако, свидетельствует о произошедшем во время события Великого Окисления совместном перераспределении железа и кремнезема из гранатсодержащей мантийной части литосферы в нижнюю часть коры. Следовательно, железистые кварциты события Великого Окисления могли образоваться не только благодаря экзогенным процессам, но и эндогенным, инициированным в области коро-мантийного перехода континентальной литосферы.

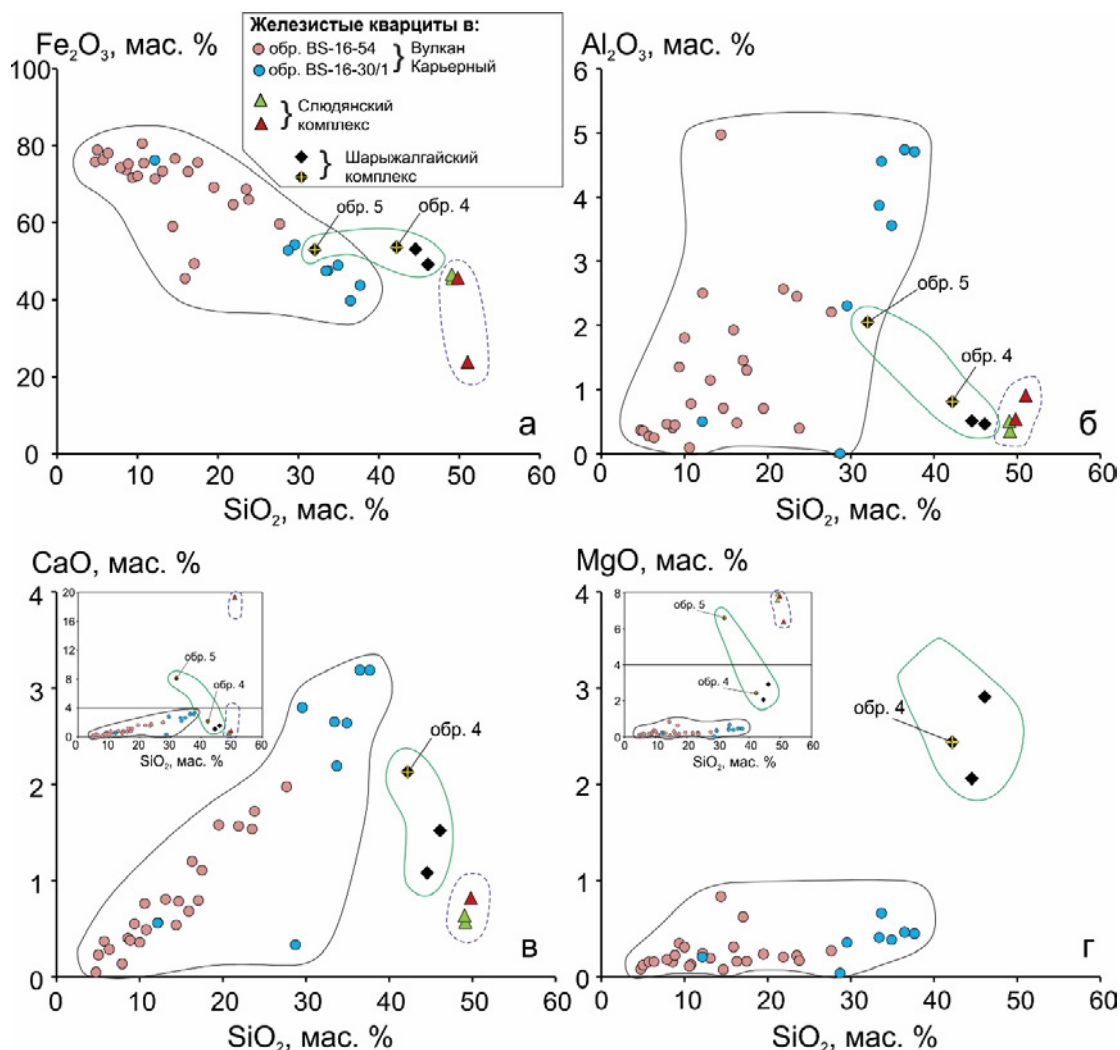


Рис. 4. Диаграммы вариаций содержаний Al_2O_3 , CaO и MgO относительно содержания SiO_2 в Fe–Si включениях глубинных нодулей из трахибазальтов Карьерного вулкана и железистых кварцитов Шарыжалгайского и Слюдянского метаморфических блоков. Для железистых кварцитов из метаморфических блоков использованы данные (Левицкий и др., 2012). Обр. 4 и 5 железистых кварцитов Шарыжалгайского блока – соответственно, пироксен-магнетитовые кварциты и магнетитовые кварциты с пироксеном.

Работа выполнена по гранту РФФ 18-77-10027. Изучение состава включений железистых кварцитов в перидотитовых нодулях проводилось с использованием рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализатора JXA8200 в ЦКП Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Авторы благодарят Л.Ф. Суворову за выполненные микронзондовые исследования, В.И. Левицкого и Л.З. Резниченко – за консультации по железистым кварцитам метаморфических блоков.

Литература:

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Соотношения пород примитивной мантии, реститов и метасоматитов во включениях базанитов вулкана Карьерный (Западное Прибайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 27. С. 3–23.

Левицкий И.В. Геохимия гранулитовых и зеленокаменных комплексов Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы // Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2012. 276 с.



Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 3. С. 207–231.

Ashchepkov I. V., Ntaflos T., Logvinova A. M., Spetsius Z. V., Downes H., Vladykin N. V. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems. *Geoscience Frontiers*. 2017. No. 8. P. 775–795. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.06.012

Ashchepkov I. V., Pokhilenko N. P., Vladykin N. V., Logvinova A. M., Kostrovitsky S. I., Afanasiev V. P., Pokhilenko L. N., Kuligin S. S., Malygina L. V., Alymova N. V., Khmelnikova O. S., Palessky S. V., Nikolaeva I. V., Karpenko M. A., Stegnitsky Y. B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 17–41.

Bindeman I.N., Bekker A., Zakharov D.O. Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: A record of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. V. 437. P. 101–113.

Eguchi J., Seales J., Dasgupta R. Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon // *Nature Geoscience*. 2020. V. 13. P. 71–76.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka K. D., and Tepley F. (eds). *Reviews in mineralogy and geochemistry*, Mineralogical Society of America, 2008. V. 69. P. 61–120.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11, N 5. P. 487.

Yokota K., Kanzaki Y., Murakami T. Weathering model for the quantification of atmospheric oxygen evolution during the Paleoproterozoic // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 117. P. 332–347.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ И ХИМИКО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ НАНОСИСТЕМ С ПОМОЩЬЮ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ «СЕЛЕКТОР»

Акимов В.В., Просекин С.Н.

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

Обозначения: НЧ – наночастицы; БМ – благородные металлы; НЧ БМ – металлические наночастицы благородных металлов; МНЧ – минеральные наночастицы (наночастицы неорганических соединений, не имеющих аналогов по химическому составу и (или) структуре среди известных минералов); НМ – наноминералы; НС – наносистемы.

Многие природные и химико-технологические процессы на каком-то этапе своего развития протекают с образованием НС. В неорганическом синтезе НЧ путем осаждения из растворов, при ионной имплантации с образованием НЧ, в тонкопленочных технологиях получения новых функциональных материалов и др. такого типа системы формируются обычно на заключительной стадии процесса, поскольку конечный продукт является целью всей технологической цепочки. В гетерогенном катализе НС образуются уже на начальной или промежуточной стадиях процесса, когда вступает в действие катализатор, который определяет активность, селективность и эффективность всего каталитического процесса.

В природных системах НС образуются, как правило, на промежуточной стадии: образование месторождений типа «черные курильщики», месторождений БМ Карлинского типа, процессы осадконакопления, образования жидких и твердых аэрозолей в атмосфере и др. Пожалуй, единственным исключением, когда НС образовалась на начальной стадии процесса, является образование планет из пылегазового облака.

Часто природные НС не доступны для прямого экспериментального моделирования, поскольку характеризуются сложным химическим и фазовым составом. Также в большинстве случаев они относятся к открытым системам с участием твердых, жидких и газообразных фаз, которые невозможно адекватно воспроизвести в лабораторных условиях.



Наиболее эффективно решение этой проблемы связано с использованием тех или иных компьютерных технологий (программ), основанных или на расчете констант химических реакций, или поиске глобального минимума термодинамических потенциалов. В России с успехом применяется компьютерная технология «Селектор», позволяющая путем минимизации термодинамических потенциалов методами выпуклого программирования рассчитывать равновесный состав многокомпонентных, многофазных систем - мультисистемы. Основным инструментом «Селектора» являются термодинамические БД, развитие и пополнение которых новыми веществами и компонентами позволяет моделировать практически любые процессы, которые связаны с химическими и (или) фазовыми превращениями в мультисистемах. Однако используемые термодинамические свойства минералов в БД относятся к макрофазам и фактически модели, построенные на этих данных, строго говоря, также относятся к равновесиям в макросистемах.

При термодинамическом моделировании НС принципиальным является учет ряда факторов, которые собственно определяют состав (наличие НЧ, МНЧ или НМ), структуру (отдельные НЧ, МНЧ, НМ или наноструктурированные) и свойства таких систем. Их игнорирование существенно снижает обоснованность предлагаемой физико-химической модели и достоверность результатов моделирования. Рассмотрим их более детально:

1. Зависимость физико-химических свойств НЧ, МНЧ или НМ от их размера (размерные эффекты): изменение температуры плавления, Р-, Т-параметров фазовых переходов (полиморфных, политипных, магнитных и др.).

2. Учет избыточной свободной энергии, обусловленной развитой поверхностью НЧ, МНЧ или НМ, в общем энергетическом балансе системы. Наличие НЧ, МНЧ или НМ в системе приводит к увеличению общей свободной энергии за счет поверхностной энергии НЧ, МНЧ или НМ. Если в конечном состоянии НЧ, МНЧ или НМ отсутствуют, то избыточная энергия полностью расходуется на химические взаимодействия и фазовые переходы.

3. Изменение внутренних параметров состояния наночастиц, обусловленное Лапласовым давлением – дополнительным (избыточным) давлением за счет сжатия НЧ под действием поверхностного натяжения.

4. Учет необычных свойств межфазных границ, связанных, например, с избирательной адсорбцией компонентов водных растворов на поверхности НЧ, образованием поверхностных пленочных фаз и др.

В настоящей работе предлагается методика адаптации компьютерной технологии «Селектор» к анализу НС, используя, с одной стороны, его гибкие возможности по построению физико-химической модели многорезервуарной, гетерогенной системы – мегасистемы, с другой стороны, реальные особенности строения НС, учитывающие размерный фактор.

Нами рассмотрены две проблемы важные для геохимии и петрологии образования месторождений БМ: условия осаждения НЧ БМ из флюидной фазы и образование минеральных нанопарагенезисов (МНП) БМ. Построены физико-химические модели этих процессов на основе единой термодинамической системы: (Au, Ag, Pt)- SiO₂-(Fe-Cu)- (S- As- Te-Se)+(Bi+Sb+Ni+Cr)+(Cl-H₂S-CO₂)-H₂O, которая отражает химический состав большинства гидротермальных месторождений БМ с кварц сульфидной минерализацией.

1. Условия осаждения НЧ БМ из флюидной фазы (рис. 1)

Большинство природных или химико-технологических систем, которые мы называем НС, реально к таковым не относятся. Только какую-то часть системы, на самом деле, можно считать НС. Например, осаждение НЧ из растворов с образованием коллоидной системы (модель «черных курильщиков») можно представить как НЧ, помещенные в тонкую жидкую оболочку определенного химического состава, которые находятся в газовой-жидкой

макросреде. Тогда модель общей мегасистемы можно представить в виде двух резервуаров, где устанавливается локальное равновесие (1 – газовой-жидкой мультисистема определенного химического состава при давлении P_1 и температуре T_1 , представляющая однородный флюид; 2 – НС, обменивающаяся с 1 системой компонентами БМ, входящими в состав НЧ БМ и жидкой оболочки, причем в этом резервуаре все фазы находятся под избыточным (Лапласовым) давлением $P_2=20*\sigma/r$ (кбар), где σ – удельная поверхностная энергия (Дж/м²); r – размер наночастиц (нм). Таким образом, задача о физико-химическом моделировании НС (с учетом размера наночастиц) формально сводится к анализу макросистем при высоких и сверхвысоких давлениях.

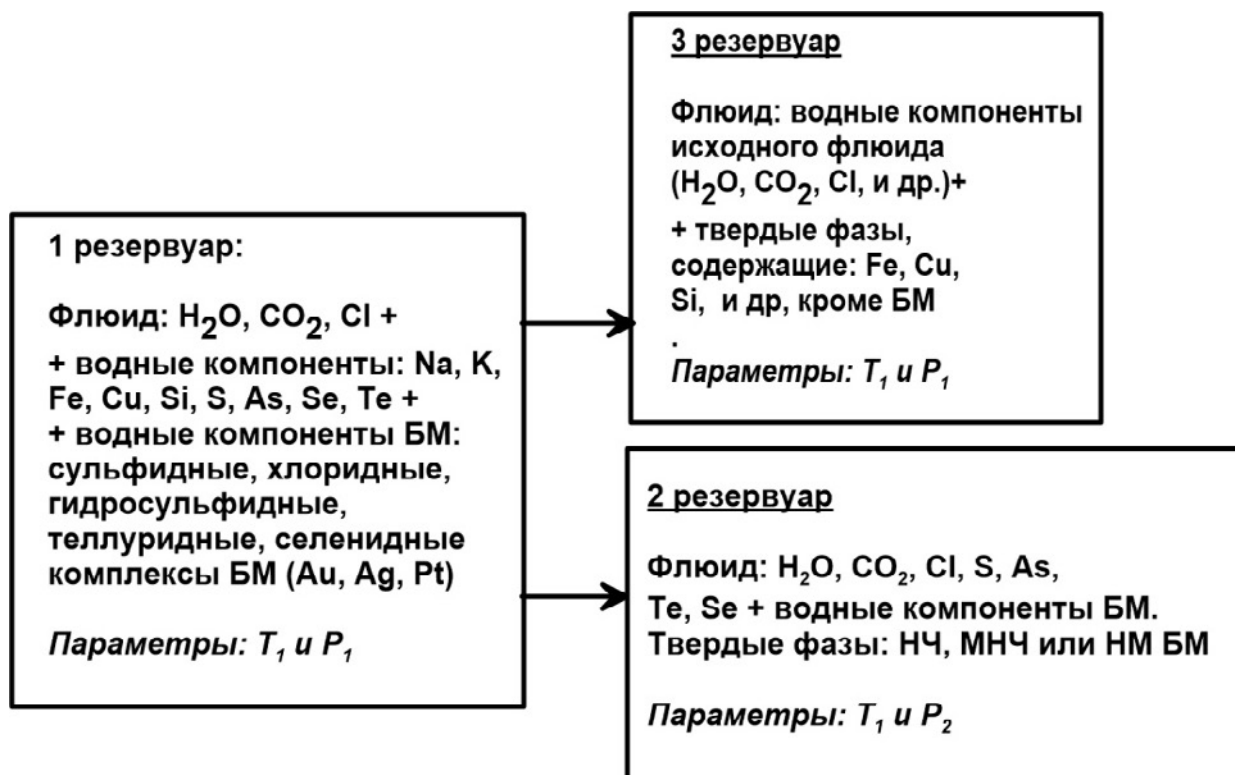


Рис. 1. Схема процесса осаждения НЧ БМ из однородного флюида.

Фазовый и химический состав третьего резервуара соответствуют равновесным содержаниям остаточных компонентов, которые не входят в состав НЧ, МНЧ, НМ БМ (2 резервуар), но выполняют роль минерального буфера, т.е. определяют тип минерализации: кварц-пиритовая, кварц-пирит-арсенопиритовая и др.

2. Термодинамическое моделирование образования нанопарагенезисов БМ на золоторудных месторождениях (рис. 2).

Фазовый и химический состав 5 резервуара соответствует равновесному минеральному нанопарагенезису БМ. 6 резервуар определяет тип минерализации.

По предварительным данным однородный флюид, содержащий водные формы БМ (10^{-5} – 10^{-3} моль/кг H_2O при $T=100$ и 300 °С), теряет свою устойчивость в отношении образования НЧ БМ размером менее ~5 нм. В этом случае реальная кинетика процесса осаждения НЧ БМ, по-видимому, будет контролироваться характером процесса нуклеации (гомогенная или гетерогенная нуклеация). При гомогенной нуклеации образуются металлические НЧ БМ, при гетерогенной нуклеации- нанопарагенезисы из НЧ, МНЧ, НМ как благородных металлов, так и элементов переменной валентности (Fe, Cu).

Исследования проводились в рамках проекта РФФИ № 20-05-00291

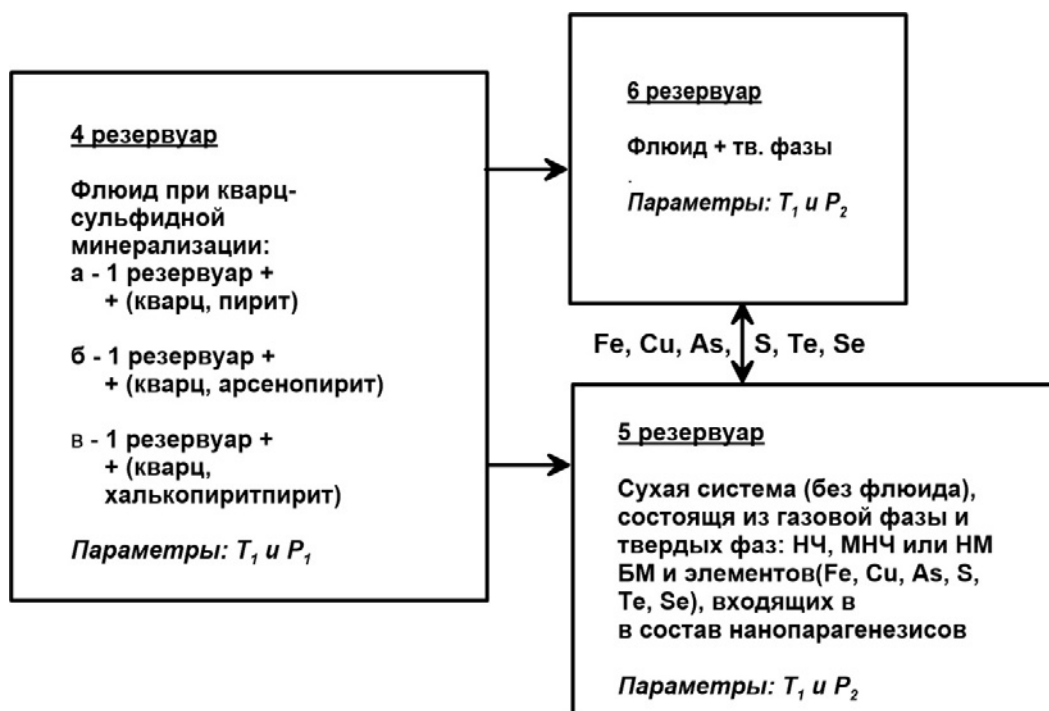


Рис. 2. Схема образования равновесного нанопарагенезиса БМ.

ГЕНЕЗИС КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

Акимова Е.Ю.^{1,2}, Кольцов А.Б.

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, e.akimova@spbu.ru

В пределах Беломорского подвижного пояса Восточной Фенноскандии известно множество мелких проявлений корундсодержащих пород. Проявления контролируются сдвиговыми зонами; зачастую они расположены на контакте контрастных по составу пород: кислых (гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы) и основных (метагаббро, амфиболиты) (Терехов, Левицкий, 1991). Хитоостров – самое крупное и наиболее детально изученное проявление корундсодержащих метасоматитов, расположенное вблизи юго-западной оконечности Верхнепулонгского озера, к северу от пос. Чупа Лоухского р-на республики Карелия. Проявление располагается в северной части острова Хитоостров и контролируется крупной флексуорообразной зоной сдвиговых деформаций, простираение пород внутри которой меняется от северо-восточного до северо-западного.

Породы с корундом образуют в замке этой флексуры линзообразное тело размерами 300×120 м с неровными, извилистыми границами на контакте мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с мигматизированными гранатовыми амфиболитами, которые окружают тела коронитовых метагаббро (Bindeman et al., 2014).

Контакты тела корундсодержащих пород с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами постепенные. На контакте с телом корундсодержащих пород в гнейсах исчезает кварц, значительно укрупняются кристаллы кианита. На контакте с амфиболитами корундсодержащие породы становятся значительно более меланократовыми – в них возрастает содержание кальциевого амфибола. Тело корундсодержащих пород



характеризуется сложным зональным строением: его краевые части сложены кианит-гранат-биотит-плагиоклазовыми породами (далее – зона 1), гранат-биотит-плагиоклазовыми со ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту и корунд-ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту (зона 2), амфибол-гранат-биотит-плагиоклазовыми породами с аналогичными реакционными структурами (зона 3б), либо безамфиболовыми породами с крупными кристаллами корунда (зона 3а), которые затем переходят в жедритсодержащие, двуамфиболовые (натрожедрит + кальциевый амфибол) породы с крупными кристаллами корунда (зона 4). Корундсодержащие породы неоднородны: они характеризуются полосчатостью, сходной с мигматитовой полосчатостью в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, но в этих полосах отсутствует кварц – они практически нацело сложены плагиоклазом. Часто эти светлые полосы, сложенные плагиоклазом, сильно разрастаются, вплоть до образования анхимоминеральных плагиоклазитов.

Большинство авторов поддерживает гипотезу метасоматического генезиса пород с корундом (Серебряков, 2004; Терехов, Левицкий, 1991; Ходоревская, Варламов, 2018 и др.), но предположения о том, каким был метасоматический процесс, приведший к формированию корундсодержащих пород, разнообразны:

– породы с корундом представляют собой продукт базификации гнейсов (Терехов, Левицкий, 1991);

– породы с корундом – продукт гидротермальной переработки гнейсов флюидом, отделившимся от интрузий габброидов (Bindeman et al., 2014),

– корундсодержащие породы сформировались в результате высокотемпературного высокобарного (600–700°C, 7–8 кбар) метасоматоза, который выражался в десиликации пород и привнесом Са и Na (апогнейсовый тип), либо Mg и K (апобазитовый тип) (Серебряков, 2004).

Но метасоматическая природа наблюдаемой зональности не была обоснована количественной физико-химической характеристикой процесса.

В работе (Акимова, Кольцов, 2019) было произведено физико-химическое моделирование метасоматического изменения кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи.

Полученные нами результаты термодинамического моделирования в совокупности с имеющимися минералого-петрографическими данными позволяют реконструировать метасоматическую зональность корундсодержащих пород, отделив реликтовые минералы от остальных (табл. 1).

Таблица 1. Схема реконструированной метасоматической зональности корундсодержащих пород проявления Хитоостров.

Зона	1	2	3а	3б	4
Парагенезис	<i>Pl + Grt + Bt + Ky</i>	<i>Pl + Grt + Bt + St</i>	<i>Pl + Grt + Bt + Crn</i>	<i>Pl + Grt + Cam + St</i>	<i>Pl + Grt + Cam + Crn</i>
Реликтовые минералы	-	<i>Ky</i>	<i>Ky, St</i>	<i>Bt, Ky</i>	<i>St, Bt</i>
Реакционные минералы	-	<i>St</i>	<i>Crn</i>	<i>Cam</i>	<i>Cam/Crn</i>
Подвижные компоненты	<i>SiO₂</i>	<i>SiO₂, Na₂O</i>	<i>SiO₂, Na₂O</i>	<i>SiO₂, Na₂O, K₂O</i>	<i>SiO₂, Na₂O, K₂O</i>

Видно, что, несмотря на постепенный переход всё новых компонентов в подвижное состояние и возрастание количества реликтовых минералов, во всех парагенезисах всё равно остаётся четыре минерала за счёт формирования реакционных минералов. К реакционным



минералам, вероятно, относится и, присутствующий в некоторых разновидностях корундсодержащих пород натрожедрит.

За счёт присутствия реакционных минералов число фаз в разных зонах метасоматической колонки может сохраняться постоянным (Метасоматизм и метасоматические..., 1998). А наличие реликтовых минералов и вовсе может привести к кажущемуся возрастанию числа фаз от фронтальной зоны к тыловой. Что, по всей видимости, и характерно для корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса.

Работа выполнена по теме НИР ИГГД РАН FMUW-2021-0002.

Литература:

Акимова, Е.Ю., Кольцов, А.Б. (2019). Условия формирования корундсодержащих метасоматитов проявления Хитоостров (Северная Карелия). В: X Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка: ИЭМ РАН. С. 34–36.

Метасоматизм и метасоматические породы / под общ. ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореферат дисс. к.г.-м.н. М., 2004. 30 с.

Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.

Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. Высокотемпературный метасоматоз в Кийостровском базит-ультрабазитовом расчлененном массиве Беломорского пояса // Геохимия. 2018. № 6. С. 541–558.

Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. (2014) Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia. *Geosphere*. V. 10. P. 308–339.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИКА В СОПОСТАВЛЕНИИ С АЛЯСКОЙ И КОРДИЛЬЕРАМИ.

Акинин В.В.¹, Прокопьев А.В.²

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан, akinin@neisri.ru

²Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, Якутск

На новой основе проведен анализ истории мезозойского магматизма в северном обрамлении Палеоокеана и Арктике (Северо-Восток России, Аляска, североамериканские Кордильеры). Базы данных по Северо-Востоку включали полученные в последние два десятилетия прецизионные данные по геохимии (более 2000 анализов) и изотопной геохронологии (более 700 датировок U-Pb и 40Ar/39Ar методами), которые синтезированы с результатами структурного анализа и палеогеодинамических реконструкций (Akinin et al., 2020; рис.1). Установлены главные эпизоды асинхронности (200–145 млн лет) магматизма и различия в геодинамических условиях проявления (сжатие в Кордильерах против растяжения и субдукции на Северо-Востоке России и Аляске в интервале 125–60 млн лет). Показано, что эпизодичность и различия в проявлениях позднемезозойского магматизма обусловлены в большей степени плейт-тектоническими событиями в палео-Пацифике и Арктике, а не внутренними факторами развития этих сегментов литосферы.

Магматические пояса, связанные с субдукцией, отслеживают эволюцию палео-Тихоокеанской окраины Сибири, указывая, что окраины в течение времени отступили за



счет аккреции террейнов и растяжения, включая тектоническое переустройство частей Российской Арктики из-за открытия Северного Ледовитого океана. Верхояно-Колымский ороген и складчато-надвиговый пояс хребта Брукса имели в поздней юре одинаковую историю аккреции дуговых террейнов. Магматиты Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (~ 155–150 млн лет) и сопряженного с ним Главного (Колымского) батолитового пояса (~ 157–145 млн лет) представляют самые ранние магмы, внедрившиеся в отложения континентальной окраины и фундамент Сибирского кратона вдоль внутренней части Верхояно-Колымского орогенного пояса. В настоящее время считается, что они появились в результате субдукции в западном направлении, которая, возможно, сопровождалась повышением крутизны слэба, отрывом или расслоением нижней континентальной литосферы. Гранитоидные плутоны Северного пояса с возрастом ~140–129 млн лет внедрялись после образования широтного плеча Колымской ороклинальной петли. Мы связываем формирование изгиба с обширным раннемеловым растяжением (Колымская депрессия) и крупным правосторонним сдвигом Чукотского блока. Завершение этих процессов зафиксировано формированием на Чукотке и Аляске известково-щелочных гранитоидов с возрастом 125–100 млн лет повышенной щелочности и с геохимическими признаками внутриплитных магм, которые могут быть инициированы процессами образования HALIP и раскрытием Американо-Азиатского бассейна в Арктике. Эти три пояса отличаются от одновозрастного Удско-Мурганского вулканического пояса, развитого вдоль узкой зоны, параллельной российской части тихоокеанской континентальной окраины, которая, как полагают, начала формироваться в перми с продолжением дугового магматизма до раннего мела. В магматических цирконах Удско-Мурганской дуги установлены самые высокие положительные (близкие к ювенильным) значения ϵ_{Hf} , указывая на её энсиматический характер. К позднему мелу субдукционная окраина Северо-Востока России была хорошо организована, когда полностью континентальный обширный Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) был заложен (~106–76 млн лет назад) в тектоническом режиме от нейтрального до, возможно, слабопроявленного локального растяжения. Самые молодые покровные базальты (~76 млн лет) в ОЧВП предшествуют перескоку субдукции в сторону Корякии и Камчатки с открытием Охотоморского задугового бассейна в эоцене. Складчато-надвиговый пояс хребта Брукса на Аляске был охвачен в юре и мелу деформациями, также как и Верхоянско-Колымский ороген и Чукотский складчатый пояс. Его синорогенные отложения имеют источники на северо-востоке России, что подтверждает связь между этими тектоническими структурами и является аргументом в пользу того, что это деформационное событие предшествовало рифтовому открытию арктических бассейнов Американо-Азиатского и Канадского, когда источники детрита были отделены от бассейнов осадконакопления. Аляска имеет аналоги Чукотского магматического пояса и ОЧВП, которые пространственно перекрываются в районе Берингова пролива (~ 120–80 млн лет назад) и в основном представлены гранитоидными плутонами, внедренными в обстановке растяжения. В интервале от 80 до 55 млн лет в этом регионе магматические пояса мигрируют к югу, фиксируя отступление зоны субдукции на свое современное положение на Алеутских островах около 45 млн лет назад. Миграции зоны субдукции, возможно, способствовали правосторонним сдвигам, переместившим фрагменты земной коры на Аляску из Кордильер в палеоцене (Murphy, 2018).

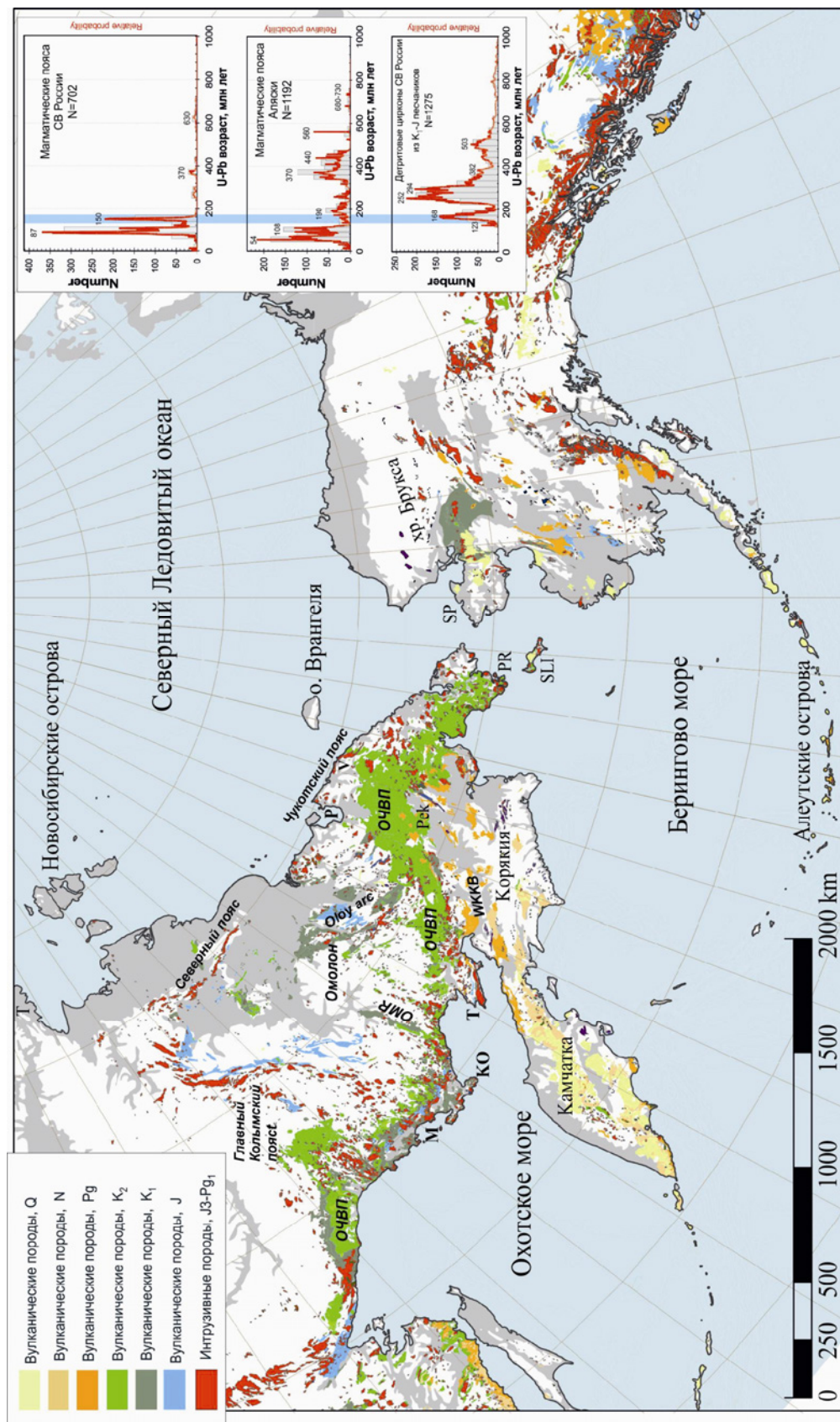


Рис. 1. Проявления позднемезозойских магматических поясов на СВ России, Аляске и в североамериканских Кордильерах (Akinin et al., 2020). Асинхронность устанавливается как в разной доле развития вулканических и плутонических фаций, так и при анализе изотопно-геохронологических баз данных (врезка справа сверху).



Тектоническая обстановка проявления позднемезозойского магматизма на Северо-Востоке Азии, Аляске и в североамериканских Кордильерах различалась. Наиболее заметные различия в деформациях наблюдаются между Аляской и Канадскими Кордильерами. Кордильеры Канады и западной части США претерпели несколько синхронных, но противоположных по своей природе деформационных событий, происходящих в российско-аляскинском секторе окраины. Процессы сжатия и аккреция террейнов в Канадских Кордильерах происходили во время перехода от субдукционного к внутриконтинентальному магматизму ~ 190–160 млн лет назад, с затишьем как процессов деформации, так и магматических в период ~ 150–125 млн лет назад (Monger, Gibson, 2019). На континентальных окраинах Чукотки и Аляски во время этого затишья проявлялись деформации сжатия. Геологические данные показывают, что в период с 125 до 60 млн лет назад на окраинах северо-востока России и Аляски преобладали в основном нейтральные (надсубдукционные) и обстановки растяжения, в то время как для территории Кордильер наблюдается сокращение земной коры в обстановке сжатия. Хотя огромное количество океанической литосферы Палеоокеана было субдуцировано под оба сектора окраины, представляется реальным, что плита, на которой располагались Кордильеры, перемещалась в основном в направлении зоны субдукции. В то время как на северо-востоке России и Аляске континентальные плиты двигались параллельно субдукционным зонам в Палеоокеане, или удалялись от них, позволяя магматизму проявляться в тектонически нейтральных или условиях растяжения.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 20-17-00169.

Литература:

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // *Earth-Science Reviews*. 208 (2020) 103272. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>

Monger, J.W.H., Gibson, H.D., 2019. Mesozoic-Cenozoic deformation in the Canadian Cordillera: The record of a “Continental Bulldozer”? *Tectonophysics* 757, 153–169. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.023>

Murphy, D.C., 2018. Latest Cretaceous–early Eocene Pacific-Arctic?–Atlantic connection: Co-evolution of strike-slip fault systems, oroclinal, and transverse fold-and-thrust belts in the northwestern North American Cordillera, in: *Circum-Arctic Structural Events: Tectonic Evolution of the Arctic Margins and Trans-Arctic Links with Adjacent Orogens*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2018.2541\(28\)](https://doi.org/10.1130/2018.2541(28))

ПРОИСХОЖДЕНИЕ «БЕЛЫХ ГРАНИТОВ» КЕСТЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРГА-ЫННАХ-ХАЙСКИЙ МАССИВ, ЯКУТИЯ)

Алексеев В.И.

Горный университет, Санкт-Петербург, Россия, alekseev_vi@pers.spmi.ru

В последние десятилетия на Востоке России выявлены многочисленные интрузии редкометалльных литий-фтористых гранитов, служащие индикаторами внутриконтинентального орогенеза и контролирующие крупнейшие рудные узлы (Алексеев, 2014). Остается актуальным выделение петрографических критериев отличия дальневосточных редкометалльных гранитов от сопряженных с ними редкометалльных метасоматитов и апогранитов. Например, при издании листа Q-53 Госгеолкарты 1000/3 был упразднен ранее выделенный кестерский комплекс редкометалльных гранитов в связи с отнесением «белых гранитов» Кестерского месторождения к метасоматическим

образованиям (Государственная..., 2016). Петрографические данные свидетельствуют о магматическом генезисе «белых гранитов» Восточной Якутии (Трунилина и др., 2019).

«Белые граниты» (БГ) слагают гарполит, залегающий в андезиновых гранитах Арга-Ыннах-Хайского массива и имеющий с ними интрузивные контакты. Висячий контакт осложнен штокшайдерами, апофизами БГ и ксенолитами андезиновых гранитов в БГ.

БГ представляют собой массивные равномернoзернистые породы белого цвета с минеральным составом (об. %): альбит (28–41), микроклин (13–29), кварц (23–41), лепидолит и мусковит (7–13), топаз (0.5–3), монтебразит (0.1–3). Ведущая роль принадлежит лейстовому альбиту, образующему каркас агрегата и вроски в микроклин и кварце (структура «снежного кома»). Микроклин-пертит и слюда отличаются плохой ограниченностью, кварц имеет округлые очертания. С помощью математического моделирования доказана магматическая природа структуры БГ (Романова, 1978). Корреляционный анализ минерального состава и структуры БГ показал с высокой вероятностью (0.95) возможность их кристаллизации из магматического расплава и незначительное содержание вторичных минералов.

По химическому составу БГ Арга-Ыннах-Хайского массива представляют собой кислые умереннощелочные высокоглиноземистые плутонические породы – микроклин-альбитовые граниты литий-фтористого геохимического типа. БГ относятся к высокофосфористому подтипу редкометалльных гранитов (P_2O_5 1.14–2.70%), обогащены фтором (0.8–2.2%) и редкими элементами – Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Sn, W, Sb. Соотношение петрогенных компонентов отражает образование вмещающих андезиновых гранитов в коллизионной обстановке. БГ отличаются от них высокой глиноземистостью и формировались в условиях внутриконтинентального орогенеза (рис. 1). На дискриминационной диаграмме «Y–Nb» Дж. Пирса (1984) БГ также отделяются от коллизионных андезиновых гранитов и по содержанию Nb (30–130 г/т), Y (1–37 г/т) попадают в поле внутриплитных гранитов.

Таким образом, «белые граниты» Кестерского месторождения характеризуются петрографическими и петрогеохимическими признаками магматических пород. Они являются аналогами литий-фтористых гранитов многих редкометалльных месторождений Евразии, таких как Эшассьер (Франция), Циновец (Чехия), Орловский (Забайкалье), Вознесенский (Приморье), Ичун (Китай) и др. Кестерский гарполит и сопутствующие малые интрузии редкометалльных гранитов и онгонитов образуют самостоятельный интрузивный комплекс, входящий в состав Дальневосточной суперпровинции редкометалльных гранитов.

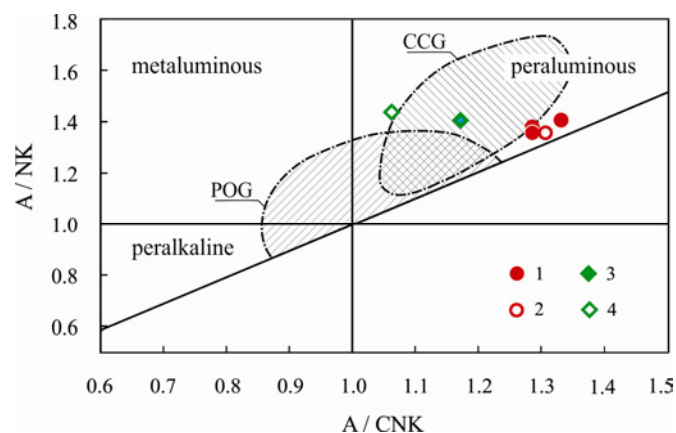


Рис. 1. Граниты Арга-Ыннах-Хайского массива на диаграмме П. Мениара, Ф. Пикколи (1989) ($A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, молекулярные количества). Сплошными линиями показаны поля петрохимических разновидностей, штрих-пунктиром – поля континентально-коллизионных (ССГ) и посторогенных (РОГ) гранитов. Точки: 1 – «белый гранит», 2 – онгонит; 3 – андезиновый гранит, 4 – андезиновый гранит-порфир.



Литература:

- Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2014. 244 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-53 – Верхоянск; Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 437 с.
- Романова М.А. Белые граниты Арга-Ынных-Хая (Якутия) и механизм их образования // Исследования по математической геологии. Л.: Наука, 1978. С. 25–40.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Зайцев А.И., Роев С.П. Высокофосфористые литий-фтористые граниты Восточной Якутии (Верхояно-Колымская орогенная область) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 1. С. 64–79.

АГПАИТОВЫЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ КАТУГИНСКОГО МАССИВА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Алымова Н.В., Владыкин Н.В.

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

С проявлениями щелочно-гранитного магматизма связаны уникальные месторождения редкометалльного сырья. К одному из наиболее крупных докембрийских редкометалльных месторождений мира, ассоциирующих со щелочными гранитами, относится Катугинский редкометалльный (Ta, Nb, Zr, Y, REE) массив.

Массив расположен в южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, в непосредственной близости от южной границы Станового структурного шва, отделяющего этот геоблок от Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Щелочные граниты Катугинского массива локализованы в пределах субширотной Калаканской тектонической зоны, протягивающейся вдоль южной краевой части раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба, сложенного преимущественно метатерригенными породами удоканской серии (Котов и др., 2015).

Ранее породы Катугинского массива были отнесены к приразломным метасоматитам (Архангельская и др., 2012; Собаченко, 1998; Быков и др., 1995; Осокин и др., 2000). В настоящее время породы массива принято считать щелочными агпаитовыми гранитами, доказана магматическая природа их образования (Владыкин, 2014, Alymova et al., 2021; Котов и др., 2015, Gladkochub et al., 2017). Редкометалльная минерализация связана с процессами длительной кристаллизационной дифференциации расплава и с закономерным накоплением несовместимых элементов к конечным продуктам магматического процесса (Алымова и др., 2021; Зарайский и др., 2009; Ярмолюк и др., 2012; Gladkochub et al., 2017). Возраст кристаллизации щелочных гранитов и связанного с ними редкометалльного оруденения (U-Pb-метод по циркону) 2066 ± 6 млн лет (Ларин и др., 2002), 2055 ± 7 млн лет (Котов и др., 2015).

Массив состоит из 2 выходов, площадь которых 3 и 18 км² соответственно. По минерально-петрографическому составу и содержанию полезных компонентов были выделены пять фациальных разновидностей щелочных гранитов: 1 – биотитовые; 2 – амфибол-биотитовые; 3 – амфиболовые; 4 – эгирин-амфиболовые; 5 – эгириновые. Заканчивается процесс дифференциации необычными породами с большим количеством алюмофторидов (криолитом и др.). Для пород Катугинского массива зафиксирована смена ранних фациальных меланократовых разновидностей гранита (с большим количеством амфибола и слюды) на более поздние лейкократовые фации с уменьшением содержаний упомянутых темноцветных минералов и кристаллизацией в большем количестве щелочного



пироксена (эгирина). Границы между фациальными разновидностями пород – нечеткие, с постепенными переходами.

Редкие и редкоземельные элементы сконцентрированы в цирконе, пироклоре, гагарините, что существенно отличает породы Катугинского массива от близкого по рудно-формационному типу, и детально изученного нами, Зашихинского месторождения (Восточный Саян), в котором главными минералами-концентраторами стратегических элементов являются колумбит, Nb-рутил, циркон, ксенотим и гагаринит (Alymova et al., 2021, Владыкин, 2014).

Граниты Катугинского массива характеризуются высокими содержаниями большинства некогерентных элементов, натриевым типом щелочности ($K_2O/Na_2O = 0,52-2,44$) и высокими значениями коэффициента агапитности (Ka) до 1,4. В них фиксируются повышенные содержания Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zr, Ga, REE по отношению к кларковым содержаниям (Wedepohl, 1995) и низкими содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba, Sr. Петрохимические характеристики исследуемых пород массива и их минеральный состав отвечают гранитам А-типа (Whalen et al., 1987; Frost and Frost, 2011). Породы массива отнесены к областям пересыщенных щелочами и высокоглиноземистых гранитов и отличаются от гранитов Зашихинского массива, в котором коэффициент агапитности не превышал 1.

Граниты Катугинского массива существенно обогащены редкими элементами, суммарные вариации составляют от 1039 до 42494 ppm, что значительно выше содержаний редкоземельных и редких элементов в породах Зашихинского массива. Можно предположить, что одной из причин большего объема руды в Катугинском месторождении является больший объем вещества его первичной магмы, которая была более значительно обогащена REE, процессы фракционной кристаллизации проходили в ней более долгий период времени и проявлены более значительно, чем в Зашихинском массиве. Это косвенно подтверждается более значительной отрицательной аномалией фракционирования европия в спектрах редкоземельных элементов.

На графиках распределения редкоземельных элементов отмечается повышенное фракционное распределение REE $(La/Yb)_n = 5-19$, резкая отрицательная Eu-аномалия $(Eu/Eu^* \sim 0,1)$, которая является показателем формирования всей серии пород в результате магматической дифференциации. Умеренное обогащение тяжелыми лантаноидами отражается в пологом или слегка отрицательном распределении кривых спектра в области MREE-HREE $(Gd/Yb)_n =$ до 5,7, чем существенно отличает породы Катугинского массива от гранитов Зашихинского месторождения. В последнем содержание тяжелых лантаноидов превышает концентрации легких.

В гранитах Катугинского массива на спайдер-диаграммах редких элементов отмечаются довольно резкие отрицательные аномалии Ba, Sr, Eu, Y и пологий характер распределения в области тяжелых лантаноидов. Подобное распределение отражает минеральный состав рудообразующих минералов Катугинского массива, в котором преобладают Ce-содержащие минералы. В то время, как большинство минералов-концентраторов редких элементов в Зашихинском рекометалльном массиве являются Y-содержащие с высокими содержаниями HREE.

Важным отличием гранитов Катугинского массива от Зашихинского, при близком петро- и геохимическом составе пород, является существенная разница в минералах-концентраторах редких элементов. В Катугинском месторождении стратегические редкие элементы наибольшим образом сосредоточены в цирконе, пироклоре и гагарините, указывая на отличия механизмов накопления редких элементов, физико-химических условий в процессе становления массивов и степени обогащенности некогерентными элементами исходной щелочно-гранитной магмы.



Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00261_a и государственного задания по Проекту № 0284-2021-0008.

Литература:

- Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Особенности состава рудообразующих минералов в редкометалльных щелочных гранитах Зашихинского массива // Записки российского минералогического общества. 2021. Ч. СЛ. № 1. С. 76–91.
- Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России // Минеральное сырье. 2012. № 25. 318 с.
- Быков Ю.В., Архангельская В.В. Катугинское редкометальное месторождение // В кн.: Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 76–85.
- Владыкин Н.В. Геохимия и генезис Катугинского редкометального массива щелочных гранитов // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Школа «Щелочной магматизм Земли». Труды 31-ой Международной конференции. – М.: ГЕОХИ РАН, 2014. С. 26–28.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. №1. С. 28–50.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 6. С. 807–811.
- Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.
- Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерия выделения, особенности формирования и локализации гиганских месторождений редких элементов // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 389–396.
- Собаченко В.Н. К проблеме генезиса крупных редкометальных месторождений, связанных с приразломными метасоматитами в породах докембрия юга Восточной Сибири // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. – Изд-во: Санкт-Петербургский горный институт, 1998. С. 84–92.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.
- Alymova N.V., Vladykin N.V. Geochemistry, Mineralogy and Ore Content of Alkaline Granite Magmatism of East Sayan Zone (On the Example of Zashikhinsky Deposit) // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 63–80.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzova A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geology Reviews. 2017. № 91. P. 246–263.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of Origin // Journal of Petrology. 2011. Vol. 52. P. 39–55.
- Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. № 7. P. 1217–1232.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical, characteristics, discrimination, and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. Vol. 95. P. 407–419.



ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЛИТИЙ – ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АРЕАЛАХ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ПРИБАЙКАЛЬЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ, МОНГОЛИЯ)

Антипин В.С.¹, Одгэрэл Д.², Гэрэл О.³, Перепелов А.Б.¹, Куц Л.В.¹, Шептякова Н.В.¹

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

²*Институт геологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия*

³*Научный центр, Монгольский Университет Науки и Технологии, Улан-Батор, Монголия*

Редкометалльные литий-фтористые граниты впервые были выделены при разработке геохимической классификации гранитоидов Монголии как рудоносный тип, с которым ассоциирует Sn, W, Li и Ta-Nb минерализация (Коваленко, 1977; Таусон, 1977). Интерес к этим проявлениям редкометалльного гранитного магматизма особенно возрос в связи с обнаружением и исследованием их субвулканических аналогов онгонитов, свидетельствующих о вероятности магматического генезиса этих кремнекислых пород. При этом большое внимание уделяется анализу широких вариации изотопного возраста, минералого-геохимических особенностей и петрогенезису гранитов, обогащенных редкими металлами. В Центрально-Азиатском складчатом поясе фанерозойский гранитоидный магматизм интенсивно развивался в форме мезоабиссальных батолитов, интрузий средних и малых глубин и интрузивно-дайковых поясов, образующих зонально построенные магматические ареалы, в пределах которых распространены вулканоплутонические гранитоидные породы различной щелочности, редкометалльные граниты и серии жильных пегматитов (Ярмолук, Коваленко, 2003; Ярмолук, Кузьмин, 2012).

Редкометалльные граниты Хамар-Дабанского региона (Прибайкалье). В Хамар-Дабанской структурной зоне Прибайкалья позднепалеозойский внутриплитный магматизм представлен известково-щелочными гранитоидами, монцогранитоидами субщелочного ряда, Li-F гранитами и онгонитами. В составе Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса редкометалльные граниты здесь представлены многофазными массивами (Харагульский, Уругудеевский и Биту-Джидинский) с выходом пород около 10 км² и возрастом формирования от 311 до 321 Ма, а также сериями сопровождающих их пегматоидных даек (Антипин, Перепелов, 2011; Antipin et al., 2016). Ранние биотитовые часто с флюоритом граниты на позднем этапе сменяются топаз-содержащими амазонит-альбитовыми иногда пегматоидными гранитами. В поздних породах присутствуют Li слюды (циннвальдит, редко лепидолит), а также топаз, колумбит-танталит, касситерит, монацит и циртолит. С Уругудей-Утуликским комплексом ассоциирует рудная минерализация в форме штокверковых прожилково-вкрапленных зон и минерализованных брекчий с флюоритом и турмалином. Поздним типом минерализации являются кварц-топаз-криолитовые жилы с вкрапленностью касситерита и вольфрамита. Установлены существенные различия редкоэлементного состава известково-щелочных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и редкометалльных Li-F гранитов Хамар-Дабана, представляющих различные зоны позднепалеозойского ареала магматизма. Процессы формирования редкометалльных Li-F гранитов в Хамар-Дабанском регионе обуславливали условия, необходимые для интенсивного концентрирования ряда редких элементов (Li, Rb, Ta, Nb, Sn, W) в поздних фазах интрузий.

Редкометалльные граниты Безымянского массива (Восточное Прибайкалье). Типичным представителем Li-F гранитов в Восточном Прибайкалье является Безымянский массив с площадью выхода пород около 15 км². Граниты прорывают мраморы крестовой свиты архея с прослоями кварцитов и гнейсов. Последние данные U-Pb и Ar-Ar датирования цирконов из лейкогранитов Безымянской интрузии представлены конкордантными возрастными: 291,7±3,7 Ма и 291,2±3,6 Ма соответственно (Рампилов, 2013). Большая часть интрузии сложена



среднезернистыми микроклин-альбитовыми гранитами, которые в ее апикальной части имеют пегматоидное строение амазонит-альбитовых гранитов. Установлена эволюция слюд от железистых сидерофиллитов в лейкогранитах до протолитионитов в амазонит-альбитовых гранитах в ассоциации с Li фенгит-мусковитами. Среди второстепенных минералов кроме флюорита (1–2 %) и магнетита встречаются алланит, циркон, колумбит, монацит, ксенотим, циртолит и марганотанталит. В гранитах апикальной фации отмечаются шпировидные меланократовые обособления, главными минералами в которых являются амазонит и Li слюды (25–30 %), в меньшем количестве содержатся флюорит и магнетит. На примере Безымянского массива показано, что при прогрессивном накоплении фтора в апикальной части интрузии наряду с эволюцией остаточных расплавов в сторону существенно альбитовых составов в амазонит-альбитовых гранитах образуются шпировые обособления, состоящие из несмешивающейся с силикатным расплавом насыщенной фтором (до 2 %) флюидной фазы. Неравномерное ее распределение приводит в одних случаях к образованию шпировых пегматитов, а в других – меланократовых шпиров с кристаллизацией слюд, а также магнетита и флюорита. Вероятно, может происходить разделение на натриевую (с участием процесса дифференциации магмы) и калиевую (связанную с отделением от нее флюидной фазы) ветви эволюции расплава. Ультраредкометалльные шпиреры проявляют черты субщелочных пород, и они выделяются среди гранитов Безымянского массива высокими концентрациями высокозарядных элементов и REE. По сравнению с амазонит-альбитовыми гранитами они обогащены Zr (в 46 раз), Hf (в 390 раз), Nb (в 35 раз). Следовательно, при флюидно-магматической эволюции интрузии Li-F гранитов могли создаваться благоприятные условия для существенного концентрирования Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Nb, Zr и REE с формированием редкометалльной минерализации.

Редкометалльные граниты Хэнтэйского массива (Монголия). В юго-восточной части хр. Бага-Хэнтэй (Монголия) вблизи Бага-Хэнтэйского плутона в центре раннемезозойского ареала магматизма расположен Хэнтэйский массив редкометалльных Li-F гранитов. Северный и южный выходы массива занимают площадь около 3,5 км². Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты главной фазы Хэнтэйской интрузии прорваны пластовыми телами лейкогранитов и амазонит-альбитовых гранитов, с переходами от мелкозернистых с флюидальностью в эндоконтактной зоне к средне- крупнозернистым пегматоидным разновидностям с шпировидной текстурой. В амазонитовых гранитах массива состав слюд является глиноземистым протолитионит-циннвальдитовой серии, которые, находясь в парагенезисе с альбитом и микроклином, а из второстепенных минералов в хэнтэйских Li-F гранитах отмечены магнетит, флюорит и циркон. По двум кристаллам циркона в ГИН КНЦ (г. Апатиты) были получены конкордии с одинаковыми возрастными 200±2 Ма., то есть Li-F граниты в центральной части хребта Бага-Хэнтэй формировались на границе триаса и юры. Установлено (Антипин и др., 2019), что в центре раннемезозойского ареала эволюция гранитоидов известково-щелочного ряда многофазного Бага-Хэнтэйского плутона завершается формированием лейкогранитов поздней фазы. Однако геохимические характеристики лейкогранитов Хэнтэйской интрузии резко отличаются от их петрохимических аналогов в Бага-Хэнтэе. Это выражается в значительном обогащении фтором, а также более резко (в 5–10 раз) – Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Вe, Pb, Zn, Hf, Nb лейкогранитов и амазонит-альбитовых гранитов Хэнтэйской интрузии. Более детальный анализ новых данных показывает определенные различия в уровне содержания редких элементов в гранитах Хэнтэйской интрузии не только в сравнении их с гранитоидами Бага-Хэнтэйского батолита в центре раннемезозойского ареала, но и с редкометалльными Li-F гранитами в его периферической зоне. В отличие от последних концентрирование Li, Ta, Sn, W в центральной части ареала (Хэнтэйская интрузия) проявлено в незначительной степени, но они в большей мере обогащены высокозарядными элементами Zr, Hf, Nb, Th, U, а также Pb и Zn, и имеют довольно высокие значения Nb/Ta (12.1–21.4) и Zr/Hf (18.4–29.4)



отношений. Приведенные сравнительные геохимические данные могут свидетельствовать, что в процессе корового анатексиса с формированием крупных многофазных плутонов (Бага-Хэнтэй), не образуются интрузии с характеристиками Li-F гранитов. Геохимическая специфика с обогащением гранитов Хэнтэйской интрузии высокочargedными элементами в центральной части раннемезозойского ареала может указывать на возможное участие в их образовании глубинного источника.

Редкометалльные граниты Восточного Забайкалья. Забайкалье является известной редкометалльной провинцией, где также проявлены рудоносные граниты Li-F типа. К эталонным и экономически важным следует отнести позднемезозойские массивы амазонит-альбитовых гранитов: Этыкинский (142 Ма) и Орловский (143 Ма). К этим малым интрузиям приурочены месторождения Ta и Li, а сами редкометалльные граниты значительно обогащены также F, Rb, Cs, Sn, W и Nb, что является характерной геохимической особенностью гранитов данного типа. Значительный интерес представляют новые результаты детальных исследований в Забайкалье амазонитовых Li-F гранитов Тургинского массива (134 Ма) (Сырицо и др., 2021), которые характеризуются REE-Nb-Zr-Th-U специализацией и авторами допускается вероятность воздействия на редкометалльные магмы ювенильного источника, в качестве которого могли быть базальтоидные расплавы шошонит-латитового ряда в регионе. Результаты ранее проведенных исследований дают основания для отнесения гранитов Тургинского массива к особому геохимическому подтипу: амазонитсодержащим плюмазитовым гранитам повышенной щелочности (Сырицо и др., 2021). По минералогическим и геохимическим характеристикам к Li-F тургинским гранитам близки редкометалльные граниты Безымянской интрузии Прибайкалья, которые могут принадлежать к одному с ними подтипу пород Li-F типа. На территории Монголии в качестве эталонных многофазных массивов данного типа с Li, Ta, Sn, W минерализацией в периферической зоне раннемезозойского ареала магматизма детально исследованы Жанчивланский и Бага-Газрынский плутоны, формирование которых происходило от ранних крупно-среднезернистых гранитов и лейкогранитов к амазонит-альбитовым до альбит-лепидолитовых гранитов, сопровождаемых рудоносными грейзенами (Коваленко, 1977; Gerel et al., 1999; Antipin et al., 2016). Заключительные фазы крупных массивов непосредственно соответствуют редкометалльному типу пород с возрастом 195 ± 0.6 Ма (Жанчивлан), 201.0 ± 3.6 Ма и 211.9 ± 4.0 Ма (Бага-Газрын). Однако, исследуемый Хэнтэйский интрузив в Монголии, близкий по возрасту к эталонным крупным плутонам Li-F типа, отличается от слагающих их редкометалльных гранитов и по геохимическим характеристикам наиболее близок к тургинским гранитам Забайкалья, обогащенным HFSE. В Центрально-Азиатском складчатом поясе редкометалльные Li-F граниты формировались в большом возрастном интервале (321–134 Ма) среди разновозрастных магматических и осадочно-метаморфических комплексов различного вещественного состава. Редкометалльные граниты в составе позднепалеозойского и мезозойских ареалов магматизма образуют крупные глубоко дифференцированные плутоны (Жанчивлан, Бага-Газрын) и малые интрузии, обычно входящие в состав интрузивно-дайковых поясов (Уругудей-Утуликский, Абдар-Хошутулинский и др. пояса), в периферических зонах указанных ареалов и редко в их центральных частях (Хэнтэйский массив). Среди редкометалльных гранитов Li-F типа развиты породы с различной геохимической специализацией. Крупные многофазные массивы и зональные малые интрузии нередко с пегматоидными шширами представлены типичными Li-F гранитами с Li, Ta, Sn, W минерализацией. В исследованных редкометалльных провинциях отдельные интрузии (Харагул, Безымянка, Хэнтэй и др.) наряду с литофильными элементами существенно обогащены REE, Zr, Hf, Nb, Th, U, свойственными породам повышенной щелочности. Такие амазонит-альбитовые граниты на примере Тургинского массива исследованы и выделены в отдельный подтип в Забайкалье (Сырицо и др., 2021), и их геохимическая специализация может свидетельствовать о влиянии



ювенильного источника при становлении этих гранитов. Формирование редкометалльных магм может быть связано с образованием глубинных CO₂-H₂O-F-содержащих флюидов в процессе воздействия мантийного диапира на породы нижних горизонтов континентальной коры при участии коровых компонентов в источнике магм (Коваленко и др., 1999; Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016). Редкометалльные Li-F граниты широкое развитие получили в внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии (Прибайкалье, Забайкалье, Монголия), где по геолого-петрологическим и геохимическим характеристикам они резко отличаются от раннепалеозойских коллизионных гранитоидов, формирующихся при плавлении верхней континентальной коры (Макрыгина, Антипин, 2018). На примере редкометалльных гранитов в разновозрастных ареалах фанерозойского магматизма Центральной Азии показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием ювенильных флюидов с веществом корового материала и последующей дифференциации гранитных магм.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284 - 2021-0007) и при финансовой поддержке РФФИ (гранты 19-05-00172 и 20-55-44002 Монг_а).

Литература:

- Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // *Петрология*. 2011. Т.19. №4. С. 386–398.
- Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометалльные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // *Доклады Академии Наук*. 2019.Т.485. №3. С. 74–79.
- Коваленко В.И. *Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов*. Новосибирск: Наука. 1977. 206 с.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С. *Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья*. Новосибирск: Издательство ГЕО. 2018. 248 с.
- Рампилов М.О. *Минеральный состав, особенности образования и рудоносность альбитовых гранитов Западного Забайкалья*. Автореферат канд. дис. 2013. Улан-Удэ. 21 с.
- Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В. Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // *Петрология*. 2021. Т.29. №1. С. 64–89.
- Таусон Л.В. *Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов*. Москва: Наука. 1977. 280 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. № 12. С.1305-1320.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // *Геология рудных месторождений*. 2012. Т.54. № 5. С. 375–399.
- Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo Ts. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization. *Journal of Geosciences*. 2016. 61. P. 105–125.
- Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // *Geoscience Frontiers*. 2014. 5. P. 729–745.
- Gerel O., Kanisawa S., Ishikawa K. Petrological characteristics of granites from the Avdrant and Janchivlan plutons, Central Mongolia. *Problems of Geodynamics and Metallogeny of Mongolia Transactions*. 1999.13. P. 34–39.



ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ Al_2SiO_5 ПОЛИМОРФОВ В ТРОЙНОЙ ТОЧКЕ

Артименко М.В.

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

В мировой литературе известно несколько работ, оценивающих одновременное нахождение андалузита, кианита и силлиманита как следствие P–T условий тройной точки (Hietanen, 1956; Holdaway, 1978; Hodges & Spear, 1982; Grambling & Williams, 1985). Но впоследствии другие исследователи опровергли вышеуказанные открытия, доказывая, что наблюдение одновременного присутствия And, Ky и Sil в одной локации на самом деле может являться следствием то ли последовательного роста Al_2SiO_5 минералов, то ли тектонического наложения, то ли полиметаморфизма (например, Carey et al., 1992; Grover et al., 1992; Florence et al., 1993; Williams & Karlstrom, 1996; Larson & Sharp, 2000; Likhanov & Santosh, in press). Чтобы прояснить данный вопрос с точки зрения термодинамического моделирования, была проведена серия имитаций с использованием минимизации энергии Гельмгольца $A(T,V)$ с помощью компьютерной программы Селектор-С (Chudnenko, 2011). Термодинамические данные были взяты из Holland & Powell (1998) и Johnson et al. (1992).

На модельном образце породы чистого Al_2SiO_5 , P–T условия тройной точки не возможно определить точно, поскольку на при переходе через линию равновесия Ky–And, And–Sil и Sil–Ky всегда 100 вес. % одного полиморфа одномоментно трансформировалось в 100 вес.% другого полиморфа, несмотря на увеличение точности давления и температуры вплоть до сотых и тысячных долей МПа и градуса С. В итоге было сделано предположение, что в чистом алюмосиликате Al_2SiO_5 тройная точка должна находиться между 408,059 и 408,060 МПа при 526,61°C. Эти вычисленные значения на основе данных Holland & Powell (1998) хорошо согласуются с общепризнанной (довольно большой) P–T областью тройной точки, определяемой многочисленными экспериментами и расчетами.

Добавление водного флюида в модельный образец породы чистого Al_2SiO_5 уже позволяет рассчитать пропорции фаз при 408,058 МПа и 526,61°C: And–Ky–Sil–Cor–флюид в пропорции 97,968–0,00004–0,00004–0,02–2,012 вес.%. Присутствие корунда (Cor) объясняется инконгруэнтным растворением Al_2SiO_5 в водном флюиде (Brown & Fyfe, 1971). Последующее добавление минерала в исследуемую систему в корне меняет дело. Предположим на входе модели простую систему, состоящую из 100 г плагиоклаза, 10 г Al_2SiO_5 и 2,7 г H_2O . В условиях тройной точки (408,058 МПа и 526,61°C) фазовые пропорции будут следующие: And (3,35 г), Ky (3,33 г), Sil (3,36), Pl (99,95 г), Pg (0,002 г) и флюид (1,85 г). Присутствие в результатах моделирования парагонита (Pg) объясняется инконгруэнтным растворением плагиоклаза в водном флюиде (Shmulovich et al., 2001). Следовательно, в ассоциации с минералом возможно сосуществование всех трех полиморфов Al_2SiO_5 в термодинамическом равновесии.

Литература:

- Brown G. C. & Fyfe W. S. (1971) Kyanite-andalusite equilibrium. Contributions to Mineralogy and Petrology 33, 227–231.
- Carey J. W., Rice J. M. & Grover T. W. (1992) Petrology of aluminous schist in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Geologic history and aluminumsilicate phase relations. American Journal of Science 292, 455–473.
- Chudnenko K. V. (2010) Thermodynamic modeling in geochemistry: theory, algorithms, software, and applications. Novosibirsk: Academic Publishing House Geo. 287 pp. (in Russian).
- Florence F. P., Spear F. S. & Kohn M. J. (1993) P-T paths from northwestern New Hampshire: Metamorphic evidence for stacking in a thrust/nappe complex. American Journal of Science 293, 939–979.



- Grambling J. A. & Williams M. L. (1985) The effect of Fe^{3+} and Mn^{3+} on aluminum silicate phase relations in north-central New Mexico, U.S.A. *Journal of Petrology* 26, 324–354.
- Grover T. W., Rice J. M. & Carey J. W. (1992) Petrology of aluminous schist in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Phase equilibria and P-T evolution. *American Journal of Science* 292, 474–507.
- Heitanen A. (1956) Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehls Butte quadrangle, Idaho. *American Mineralogist* 41, 1–27.
- Hodges K. V. & Spear F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* 67, 1118–1134.
- Holdaway M. J. (1978) Significance of chloritoid and staurolite-bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 89, 1404–1414.
- Holland T. J. B. & Powell R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.
- Johnson J. W., Oelkers E. H. & Helgeson H. C. (1992) SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of mineral gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0 to 1000°C. *Computers & Geosciences*, 18, 899–947. Updated in 1998.
- Larson T. & Sharp Z. (2000) Isotopic disequilibrium in the classic triple-point localities of New Mexico. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts* 32, A297–298.
- Likhanov I. I. & Santosh M. (in press) The ‘triple point’ paradigm of aluminosilicates revisited. *Geological Journal*, p. 1–18. doi.org/10.1002/gj.3716
- Newton R. C. & Manning C. E. (2009). Hydration state and activity of aqueous silica in H_2O-CO_2 fluids at high pressure and temperature. *American Mineralogist* 94, 1287–1290.
- Shmulovich K. I., Graham C. M. & Yardley B. W. D. (2001) Quartz, albite and diopside solubilities in $H_2O-NaCl$ fluids at 0.5- 0.9 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 95–108.
- Williams M. L. & Karlstrom K. E. (1996) Looping P-T paths and high-T, low-P middle crustal metamorphism: Proterozoic evolution of the southwestern United States. *Geology* 24, 1119–1122.

УЛЬТРАБАЗИТ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии,
Ташкент, Узбекистан, Rkh.akhundjanov@mail; karimova.ingeo@mail*

Ультрабазит-базитовые образования на территории Узбекистана наблюдаются в зонах региональных геотектонических структур и локальных «горячих точках».

Согласно геодинамическим реконструкциям, раскол и раздвиг фундамента земной коры в раннем палеозое привел к формированию Туркестанского палеоокеанического бассейна. К этому времени относится образование офиолитов дунит-гарцбургит-габбрового ряда формацией и ассоциирующих с ними толеитовых базальтов. Ультрабазитовая составляющая представлена, в основном, серпентинитами, содержащими реликты оливина, пироксена, магнетит и хромит. Породы заражены платиноидами, золотом и редкоземельными элементами. Рубидий-стронциевый возраст этих апогарцбургитовых серпентинитов, по определениям С.С. Сайдиганиева (ИГиГ), колеблется в пределах неопротерозоя-позднего силура (621–423 млн лет). Согласно состава серпентинитов, первичным отношениям изотопов стронция 87 и 86 (0,704-0,705), предполагается мантийная природа исходных ультрабазитовых образований периода раскрытия Туркестанского палеоокеанического бассейна.

Петрографические, петрохимические и геохимические материалы по мантийному магматизму Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан), характеризуют его как явление палеовулканической офиолитовой ассоциации, проявленной в зонспрединга и вулканических островах («горячих точках»). Они объединены в две формации: 1) вулканогенные – толеитовых (натриевых) базальтов, субщелочных оливиновых базальтов,



андезибазальтов, трахибазальтов и трахитов Северного и Южного Букантау, Северного Тамдытау и Северного Нуратау, Султанувайса и Зирабулак-Зиаэтинских гор; 2) интрузивные – габбро-диабазов, перидотит-габброидную и оливинит-верлит-пироксенит-габбровую Тебинбулакского, Кульджуктауского (Бельтауского, Шайдаразского) массивов и дайкового пояса Мальгузарских гор (Баранов и др., 1978; Ахунджанов и др., 2014, 2019).

Сравнение вулканогенных и интрузивных ассоциаций согласно модальным, химическим и нормативным составам показало аналогию между базальтоидами и габброидами. Это отчетливо отразилось совмещенностью размещения этих различных не только по фаціальности, но и по пространственному положению групп пород на классификационных петрохимических диаграммах A-S, SiO₂ – (Na₂O+K₂O). Породы в основном сконцентрировались в полях базальтов, андезитов и габброидов известково-щелочного и субщелочного рядов. Особо выделяется схожесть ультрабазит-базитовых образований Султанувайса и Кульджуктау с породами Северного Тамдытау наличием перидотитовой (офиолитовой) составляющей. Нам представляется, что магматические камеры и очаги ультрабазит-базитовых интрузивов, особенно Кульджуктау, являлись источником магм натриевых базальтов, покрывавших ложе Туркестанского палеоокеана.

Размещение вулканитов в пределах тренда дифференциации щелочных базальтов Гавайских островов, признанных как продукт функционирования океанической «горячей точки» (Грачев, 1987), позволяет судить о возможном геодинамическом режиме, в котором происходил базальтоидный вулканизм на территории Западного Узбекистана.

Близость пород вышеуказанных интрузивов на диаграмме AFM (рис. 1) к полям потенциально рудоносных на хром, титан, железо, медь, платиноиды ультраосновных и основных пород – офиолитов (I), оливиновых пироксенитов (II) и магнетит-рогообманковых пироксенитов (III) Урала и Юго-Восточной Аляски позволяет судить о возможном Уральском и Аляскинском типе оруденения, связанного с перкнитовой рудно-магматической системой. Отчетливые черты ее выражены в Кульджуктауском интрузиве: представленность ультрабазит-базитовой ассоциацией пород, сложенной верлитами, лерцолитами, троктолитами, пироксенитами, норитами, габбро-норитами, габбро, анортозитами; соответствие пород известково-щелочному (нормальному) ряду, калиево-натриевые серии, их низкая и умеренная глиноземистость, мелано- и мезократовость, резкое преобладание закисного железа над окисным; обогащенность магматогенными минералами железа и титана, повышенные содержания Cr, V, Ni, Co, Cu, Au и платиноидов, позволяющие классифицировать их как породы – руды.

В Срединном Тянь-Шане (Восточный Узбекистан) интрузивы ультрабазит-базитовой ассоциации представлены оливинитами (серпентинитами), пироксенитами и габброидами. Проявление их представляется с точки зрения петрологов о том, что начало магматизма орогенных областей связано с плавлением пироксенита, образованность в результате взаимодействия древней океанической коры с мантийным перидотитом. Петролого-геофизическими исследованиями установлено, что специфической особенностью литосферы Срединного Тянь-Шаня является её многослойность, широкое развитие в верхней коре высокоскоростных включений. Т.Н. Далимов и И.Н. Ганиев (2010) интерпретируют их как «периферические очаги» основных пород. Приуроченность к площадям сосредоточения габброидных и диоритоидных массивов крупных месторождений Алмалык-Ангренского горнорудного района общеизвестно. В Срединном Тянь-Шане нижняя кора имеет резко преобладающей гранулит-базитовый состав: метабазиты, габброиды, эклогиты, анортозиты, плагиоклазовые пироксениты, основные гранулиты (плагиоклаз+орто- и клинопироксен+кварц), амфиболиты и глиммериты (Земная кора..., 1977; Эволюция..., 1986; Природа слоев..., 1998; Ахунджанов и др, 2014, 2019; Ишбаев Х.Д., 2015). Интрузивы, содержащие в своем составе пироксениты (перкниты), распространены в Юго-Западных отрогах Чаткальского хребта. Здесь геофизически установлен выступ мантии – диапир.

На поверхности в пределах его ореола, размещены ультрабазит-базитовые массивы (Карабаш-Шавазский, Караарчинский и другие). Наиболее основные породы представлены магнетит-роговообманковыми оливинсодержащими пироксенитами, близкими к косвитам Урала. Породы следующей фазы – габброиды пересекают в виде апофиз тела пироксенитов и содержат их ксенолиты. Вышеуказанные массивы являются продуктами обогащенного железом, титаном ультраосновного-основного субщелочного расплава. В Срединном Тянь-Шане возраст мантийно-корового интрузивного магматизма совмещается со временем функционирования Чаткало-Кураминской «горячей точки» (Т.Н. Далимов, 2010). К этому же интервалу времени (317–244 млн лет), соответствующем позднему карбону-раннему триасу относится формирование полихронных и полигенных крупных золоторудных месторождений региона (Ф.И. Исламов, 1997, Р.И. Конеев, 2006).

Таким образом, ультрабазит-базитовый магматизм Узбекистана характеризуется разнообразием петрографических типов пород, их мелано- и мезократовостью, резким преобладанием закисного железа над окисным, свидетельствующем о глубинности зарождения источника магм и потенциальной рудоносностью их на Fe, Ti, Cr, V, Ni, Co, Cu, Au, Ag и платиноиды.

Работа выполнена по гранту ФА-Ф8-003.

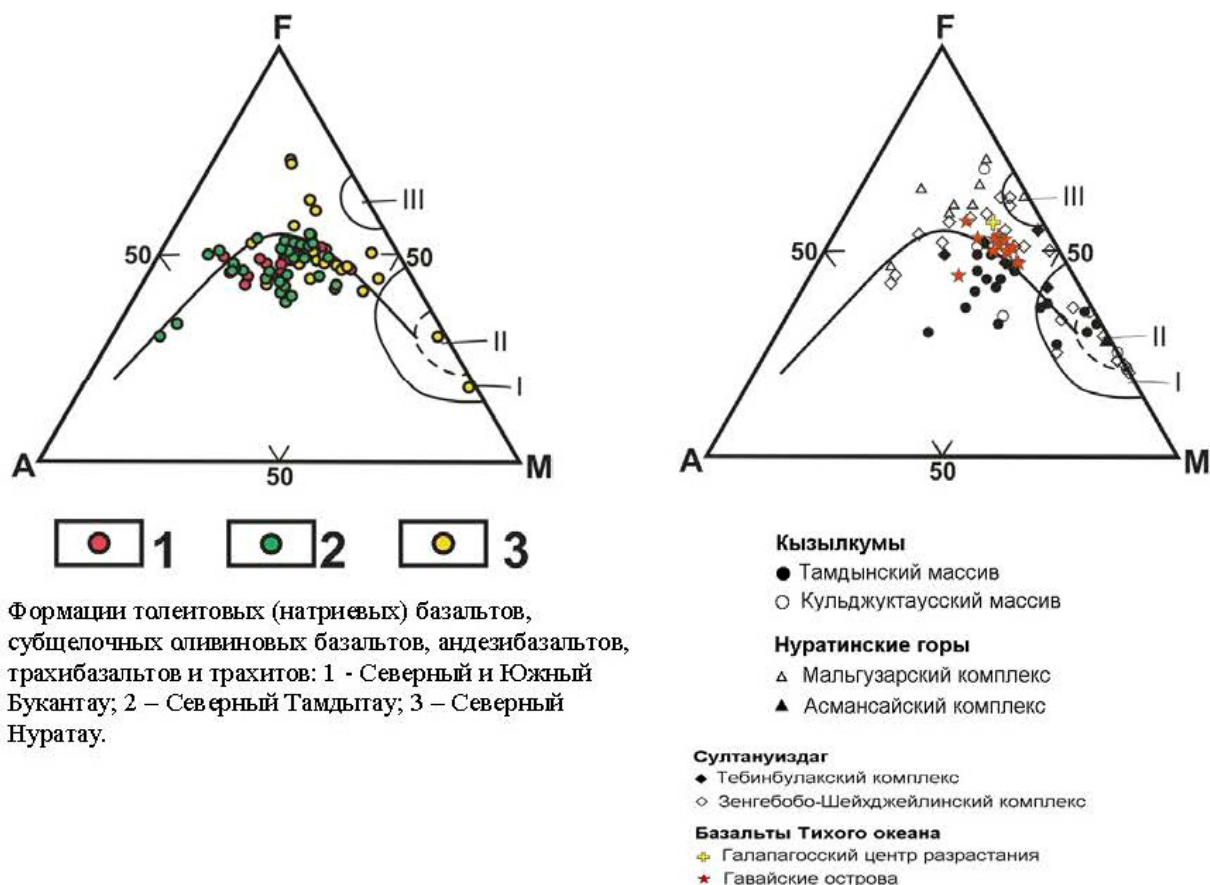


Рис. 1. Ультрабазит-базитовые ассоциации Западного Узбекистана на диаграмме AFM. A=Na₂O+K₂O, F=Fe₂O₃+FeO, M=MgO.

Литература:

Ахунджанов Р., Мамарозиқов У.Д., Усманов А.И., Сайдиганиев С.С., Зенкова С.О., Каримова Ф.Б. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана (на примере Чаткало-Кураминского и Нуратинского регионов). Т.: Фан АН РУз. 2014. 352 с.



- Ахунджанов Р., Рафиков Я.М., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. Вулканические и плутонические ассоциации Узбекистана. Т.: ГП «ИМП», 2019. 270 с.
- Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерагения. Т.: Фан. 1978. 167с.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра. 1987. 285с.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Т.: Университет. 2010. 226 с.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии / Под ред. И.Х. Хамрабаева. М.: Наука. 1977. 211 с.
- Исламов Ф.И. Формационные типы вулканогенных золото-серебряных месторождений палеозойских вулканогенных поясов, критерий их поисков и прогнозирования (на примере Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса) / Автореферат дисс. доктора геол.-мин. наук..., 1991. 49 с.
- Ишбаев Х.Д. Ксенолиты и гомогенные включения в магматических образованиях Кызылкум-Кураминского окраинно-континентального вулканического пояса. – Т.: ГП «ИМП». 2015. – 175с.
- Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпитермальных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). Санкт-Петербург. DELTA. 2006. – 218 с.
- Природа слоев и границ литосферы Средней Азии // Под ред. И.Х. Хамрабаева. Т.: ГФНТИ. 1998. 212 с.
- Шпотова Л.В., Ушаков В.Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм Запада Южного Тянь-Шаня. Т. Фан. 1981. 150с.
- Эволюция магматизма Средней Азии / Отв.ред. И.Х.Хамрабаев, А.К.Симон. М.: Наука. 1986. 277с.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)

*Ахунджанов Р., Нуртаев Б.С., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О.
Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз,
Ташкент, Узбекистан, Rkh.akhundjanov@mail*

Металлогеническая специализация крупных магматических провинций определяется геолого-геофизическими, тектоно-магматическими, собственно магматическими факторами, а также признаками, обусловленными строением, составом литосферы, явлениями глубинной геодинамики и плюмовой тектоники (Летников, 2002). Связь оруденения с магматизмом и геодинамикой выражена в приуроченности к индикаторным в отношении геодинамических обстановок магматическим формациям определенных рудных месторождений (Магматические горные породы..., 1987; Митчелл, 1984). Создавая классификацию рудно-петрографических провинций Х.М. Абдуллаев (Абдуллаев, 1964) разработал представления о петрометаллогенических рядах магматических и рудных формаций (петрографо-металлогеническое районирование). Были выделены генетические ряды месторождений, связанных с магматическими формациями, свойственными для различных геотектонических условий развития земной коры.

Проведенный авторами анализ материалов по геологии, абсолютному возрасту, петрографии, петрохимии, изотопной геохимии и распределению РЗЭ позволил выявить временную и пространственную изменчивость проявления продуктов различных типов магматизма и рудообразования в течение фанерозойского этапа развития Среднего и Южного Тянь-Шаня (табл. 1).

Для ультрабазит-базитовых ассоциаций нормального ряда установлено, что источником их магм являлась астеносферная мантия. Последовательность проявления вулканических и плутонических формаций отражает эволюцию ультраосновного расплава от гарцбургитового



(серпентинитового) в верхнем слое до пикритового в более глубинных частях, рудоносного на хром, платиноиды и благородные металлы.

Дальнейшая эволюция магматизма происходила по Западно-Тихоокеанской модели активных окраин, в которой существенную роль играет взаимодействие высокотемпературных ультраосновных расплавов с породами земной коры (Фролова и др., 1989). В результате возникают смешанные типы магм, последующая эволюция которых может привести к появлению ряда вулканических серий в островной дуге и глубоководных впадинах за ней. Однако, она не исключает выплавления базальтовых магм непосредственно в мантийном клине (диапире) и образования протяженных серий при их дальнейшей дифференциации. И в том, и в другом случае максимальное смешение с материалом земной коры (более интенсивное в случае ультраосновных расплавов и менее интенсивное в случае базальтовых) будет происходить в ее основании. Именно там, на границе с мантией, где резко изменяется плотность среды, представляется образование очагов магм, в которых и может происходить их взаимодействие с корой.

Позднепалеозойский магматизм был обусловлен деятельностью мантийного диапира. Выражением начала его функционирования является образование в раннем карбоне габброидных интрузивов, которые рассматриваются как продукт дифференциации флюидонасыщенных мантийных магм, обогащенных железом, титаном, платиноидами, золотом и редкоземельными элементами. Продольная латеральная зональность их распространения выражена в ассоциации габброидов с различными ультрабазитами: в Центральных Кызылкумах габброиды пространственно совмещены с апогарцбургитовыми серпентинитами, лерцолитами, пироксенитами; в Нуратинских горах преобладающее развитие имеют пикриты; в Чаткало-Кураминском регионе наблюдается резкое преобладание габброидов и ультрамафиты представлены только блок-ксенолитами и мелкими телами, сложенными серпентинитами, верлитами и пироксенитами.

Средне-верхнекарбонный плутонизм представлен как гранитоидный, мезоабиссальных орогенных «батолитовых» плутонов. Во всех ареалах их развития они многофазные, образуют диорит (кварцевый диорит)-гранодиорит-гранит-лейкогранитовый (аляскитовый) ряд формаций. В наиболее крупных плутонах – Чаткальском, Кураминском предполагается смешанная природа расплавов, внедренных из различных уровней земной коры. Магматизм, в результате которого были образованы гранитоидные плутоны в течение C_2-P_1 , рассматривается в качестве производного верхнепалеозойской «горячей точки» или мантийно-корового плюма (Далимов и др., 2005), явлений смешения основных расплавов с материалом гранито-гнейсового субстрата.

Отчетливо выражен в Чаткало-Кураминском регионе субщелочной магматизм (монцогаббро-сиенодиорит-адамеллит-лейкогранитовый ряд формаций), который сменил известково-щелочной плутонизм «батолитовых» интрузий. Субщелочность, особенно повышенная калиевая щелочность и обусловленный этим «монцонитоидный» уклон пород малых интрузий (бабайобский, гущайский, куюндинский, кызылнуринский комплексы) являются одной из характерных черт интрузивного магматизма (C_3-P_1). Это объясняется проявлением метамагматизма, влиянием мантийных флюидов на остаточные очаги магм различного состава. Именно это явление обусловило повышенную рудоносность на благородные, цветные, редкие, в том числе и редкоземельные элементы, малых интрузий и ассоциацию их с продуктами эксплозивного и субвулканического магматизма в ареалах гранитоидных плутонов.

Сравнительный анализ однотипных интрузивных формаций позволил выделить различающиеся по щелочности ряды интрузивов, в которых выражена общая эволюционная последовательность формирования от ультрабазит-базитовых, габброидных формаций к диоритоидным и гранитоидным.

Таблица 1. Интрузивные и рудные формации Срединного и Южного Тянь-Шаня

Типы магм	Ряды магматических формаций	Рудные формации	Примеры месторождений и рудопроявлений
Ультраосновная мантийная	Дунит-гарцбургит-габбровый	Хромитовая, магматическая, с благородными металлами	Тескудук-Ченгельды (Тамдытау)
	Пикрит-диабаз-базальтовый 419±35 млн.лет, S ₃ -D ₁ , ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr=0,70356	Хромитовая, магматическая, с благородными металлами	Османсай (Нуратау), Надыр (Южная Фергана)
	Оливинит-верлит-пироксенит-габбровый	Титаномагнетит-ильменитовая, магматическая с благородными металлами	Тебинбулак (Султануиздаг)
	Габбро-диабазовый, 411+27 млн. лет, D ₁ , ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr=0,70487	Титаномагнетитовая, ильменитовая, магматическая	Мальгузар (Северный Нуратау) Зенгебобо-Шейхджейли (Султануиздаг)
	Перидотит-габброидный	Сульфидная, графитовая, магматическая, с благородными металлами, Se, Te	Тасказган (Бельтау), Кульджуктау
Мантийно-коровая смешанная	Габбро-плагиогранитный, 343+14 млн.лет, C ₁ -C ₂ , ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr=0,70538	Сульфидная, пятиэлементная, магматическая, с благородными металлами	Актепе (?)
Коровая, палингенно-анатектическая (Кызылкумо-Нуратинский тип)	Кварцевый диорит-гранодиорит-гранит-лейкогранитовый, 308-261 млн. лет, C ₃ -P ₁ ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr = 0,7062-0,7148	Редкометалльная, скарновая	Майхура, Ингичка, Койташ, Лянгар, Яхтон, Тым, Угат, Саутбай, Лолабулак, Каратюбе, Алтынтау, Чангаллы
		Редкометалльная, пегматитовая	Наука, Лолабулак, Каратюбе, Алтынтау, Лянгар, Тым, Кетменчи
		Редкометалльная, апогранитовая	Баянкара, Сарытау, Карнаб, Лапас, Чангаллы
	Мурунтау 287-281 млн. лет (гранит), P ₁ ; 256 млн. лет (адамеллит), P ₂	Кварцево-золоторудная	Мурунтау, Мютенбай, Алтынказган
Коровая, смешанная (Чаткало-Кураминский тип)	Диорит-гранодиоритовый, 319-293 млн. лет, C ₂ -C ₃ (P ₁), ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr=0,70615-0,70751	Магнетитовая, скарновая	Сюрень-ата, Ихнач, Шабрез, Караарча, Туранглы, Чокадамбулак, Курусай
		Полиметаллическая, скарновая	Кургашинкан, Алтынтопкан, Кумышкан, Кансай, Курусай
	Гранит-лейкогранитовый 264±4, 282+9,278±2, P ₁ , ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr=0,7067; 0,7072; 0,7085	Редкометалльная, скарновая, грейзеновая	Саргардон, Чавата, Чимган



Окончание таблицы 1.

Типы магм	Ряды магматических формаций	Рудные формации	Примеры месторождений и рудопроявлений
Мантийно-коровая метаматмагматическая	Монцогаббро-сиенодиорит-адамеллит-лейкогранитовый 308-276, C ₃ -P ₁ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7051; 0,7067; 0,7090; 0,7116$	Сульфидная, пятиэлементная, магматическая с благородными металлами	Актепе
		Медно-молибденовая магматическая с благородными металлами	Кальмакыр, Сарычеку, Дальнее
		Золото-сульфидная	Чармитан, Сармич, Марджанбулак, Кокпатас, Даугызтау, Амантайтау
		Золото - серебряная с редкими металлами (Se, Te)	Кочбулак, Кызылалма, Чадак, Косманачи, Высоковольтное, Окжетпес
		Серебряная с медью, никелем, кобальтом, мышьяком, висмутом	Лашкерек, Адрасман, Канмансур, Устарасай, Актепе
	Редкометалльная, грейзеновая, альбититовая, пегматитовая, онгориолит-лейкогранитовая	Саргардон, Шавазсай, Келенчек, Баркрак, Ойгаинг, Лянгар, Чавата, Чорух-Дайрон	
	Трахидолерит-сиенит-онгориолитовый, 278-260, P ₁ -P ₂ , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7070$	Редкометалльная, флюоритовая, грейзеновая, гидротермальная	Шавазсай, Шабрез, Баркрак, Ойгаинг, Чаркасар, Чаули

Выявлено, что выдержанная направленность изменения пород последовательно формирующихся интрузивных формаций известково-щелочного ряда нарушается (сменяется) при переходе к более молодым малым интрузиям, образующим свой самостоятельный ряд интрузивов субщелочного ряда (монцогаббро-сиенодиорит-адамеллит-лейкогранит). Эта закономерная смена изменения характера плутонического магматизма представляется авторам как следствие возрождения магматических очагов (в понимании Х.М. Абдуллаева, 1964) и метаматмагматического преобразования их исходного состава (по Д.С. Коржинскому, 1973) под влиянием активизировавшегося мантийного диапира («горячей точки»).

Из общего анализа петрометаллогенических рядов (в понимании Х.М. Абдуллаева, 1964) прослеживается закономерность, выраженная в постоянном предшествовании ультраосновного-основного магматизма – гранитоидному. Вероятно, с влиянием мантийного источника магм связан несколько базальтоидный уклон палеозойского оруденения океанического, активноокраинного и внутриплитного геодинамических режимов, проявленных на территории Узбекистана. Вышеуказанная эволюция палеозойского магматизма и рудообразования отражает все увеличивающуюся роль гранитоидного магматизма, обусловленного консолидацией земной коры (Далимов и др., 2006). Во внутриплитном этапе наблюдается затухание магматических и рудообразующих процессов. Характерным является превалирование в это время субвулканических и дайковых форм магматизма и региональная их распространенность в виде дайковых полей и поясов. В этот период металлогеническая специализация региона – обособление провинций и рудных районов в отношении одного или группы элементов характеризуется как золото-серебро-



редкометаллическая, с преобладанием в числе последней ниобия, тантала, редкоземельных и других металлов.

Литература:

- Абдуллаев Х.М. Рудно-петрографические провинции. М: Недра. 1964. 136с. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов – Труды международного совещания. Иркутск: ИрГТУ. 2002. С. 5–24.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Типы магматизма Западного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2006. № 3. С. 3–22.
- Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3–6.
- Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. В.И.Коваленко. - М.: Наука. 1987. Т. 6. 438 с.
- Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир. 1984. 496 с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 1989. 261 с.

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОГО КИЛЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА – ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И ГЕОХИМИЯ МАНТИЙНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Ащепков И.В.¹, Иванов А.С.², Костровицкий С.И.³, Вавилов М.А.¹, Бабушкина С.А.⁴, Владыкин Н.В.³, Медведев Н.С.⁶

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

² НИГП АК «Алроса» ПАО, Мирный, Россия

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

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

⁵ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁶ Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, Новосибирск, Россия

Вариации структуры и состава минералов из трубок Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) разных мантийных террейнов (Griffin et al., 1999) Сибирского кратона изучены с использованием обширной базы данных микронзондовых анализов минералов коллектива авторов (ИГМ, ИГХ, ИЗК и ИГБМ СО РАН и АЛРОСА) и геохимии минералов, полученной методом индуктивно-связанной масс-спектрометрии с лазерной абляцией.

С помощью методов мономинеральной термобарометрии (Ashchepkov et al., 2010; 2017) реконструирована слоистость под трубками, образованная 6–7 пластинами вероятного субдукционного генезиса, разделенных пироксенитовыми, эклогитовыми, метасоматическими горизонтами и линзами дунитов (Ashchepkov et al., 2010; 2013). Построены мантийные разрезы через кимберлитовые поля и протяженные трансекты (Ashchepkov et al., 2014; 2019; 2021) (рис. 1, 2). В пределах установленных тектонических террейнов предполагается коллаж из микроплит, возникших в раннем - среднем архее. Протяженные субмеридиональные структуры тектонических террейнов не всегда подтверждаются на мантийном уровне. Под щитами Анабарским и Алданским мантийные разрезы более грубослоисты и состоят из 3–4 крупных горизонтов дунитов, с гнездами граната и пироксенов и разделенных ильменит – флогопитовыми метасоматитами и пироксенитами. Террейны которые представляют шовные зоны между протократонами, как Хапчанский часто насыщены эклогитами и пироксенитами, которые иногда преобладают в разрезах мантии и, вероятно, представляют протяженные восходящие тела магматических эклогитов, прорывающих структуру мантийной литосферы (МЛ). Почти повсеместный пироксенитовый слой на уровне 3,5–4,5 ГПа, вероятно, возник в раннем архее при высоком

тепловом потоке при плавлении эклогитов и в дальнейшем трассировался плюмовыми расплавами. В пределах ранне-архейских протократонов: гранит-зеленокаменных террейнов – Тунгусского, Мархинского, Беректинского Шары-Жалгайского, с возрастом ~3.8–3.0 млрд. лет (Gladkochub et al., 2018), мантийная литосфера менее истощена и часто метасоматизирована. Далдынский и Маганский гранулит-ортогнейсовый террейны имеют слоистую структуру МЛ со складчатостью, проявленной в разрезах с севера на юг от тр. Удачная до Краснопресненская и менее выраженной в широтном направлении. От Далдынского до Алакитского поля растет степень метасоматоза и щелочность пироксенов и количество флогопита. Наиболее продуктивные трубки Айхал и Юбилейная приурочены к дунитовому ядру, что сопровождается сменой специализации высокозарядных элементов Ta-Nb на Zr-Hf. В пределах Маганского террейна тонкослоистая структура средней и верхней части киля кратона сменяется резко истощенным продуктивным горизонтом в основании. Мантия гранит-зеленокаменного Мархинского террейна содержит горизонты эклогитов (часто пелитового типа), предполагающих субдукцию континентальной литосферы или осадков. В центральной и северной частях Сибирского кратона в мантии преобладают структуры погружения на запад с небольшим углом. Рассмотрены особенности геохимии гранатов и пироксенов различных мантийных террейнов.

Поддержано грантом РФФИ 19-05-00788.

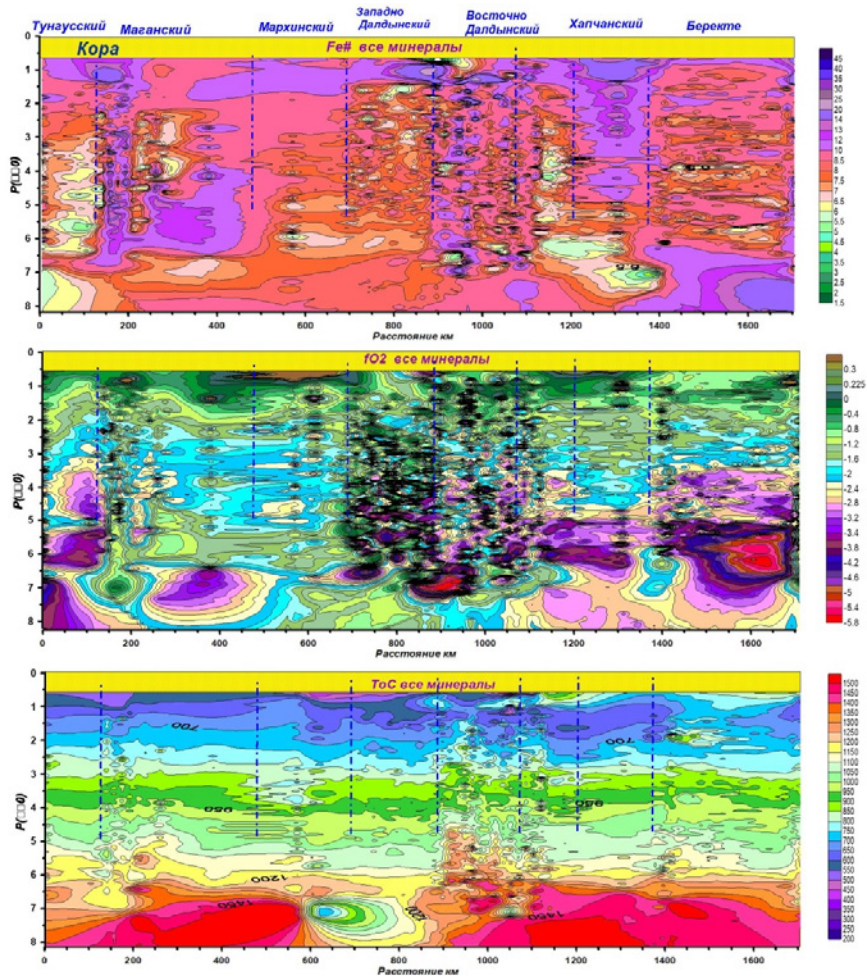


Рис. 1. Мантийный разрез через Далдыно - Алакитский район от тр. Удачная до тр. Краснопресненская.

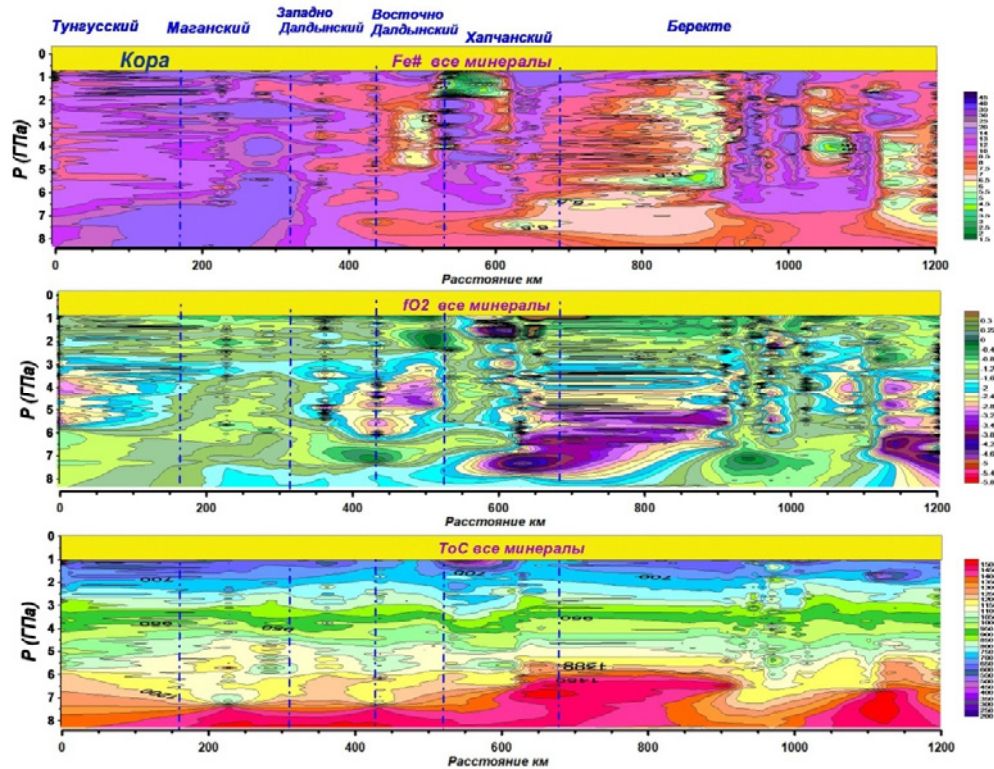


Рис. 2. Мантийный трансект ЮЮЗ -ССВ от Мало-Ботубинском поля до Приленья.

Литература:

- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alymova N.V., Khmelnikova O.S., Palessky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stagnitsky Y.B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. *Tectonophysics*. 2010. V. 485, P.17–41.
- Ashchepkov I.V., Logvinova A.M., Ntaflos T., Vladykin N.V., Downes H. Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: Two types of mantle sub-terrane beneath central Yakutia? // *Geoscience Frontiers*. 2017. V. 8. № 4, P. 671–692.
- Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Vladykin N.V.. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // *Geoscience Frontiers*. 2017. V.8, P. 775–795
- Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ntaflos T., Kostrovitsky S.I., Prokopiev S.A., Downes H., Smelov A.P., Agashev A.M., Logvinova A.M., Kuligin S.S., Tychkov N.S., Salikhov R.F., Stegnitsky Yu.B., Alymova N.V., Vavilov M.A., Minin V.A., Babushkina S.A., Ovchinnikov Yu.I., Karpenko M.A., Tolstov A.V., Shmarov G.P. Layering of the lithospheric mantle beneath the Siberian Craton: Modeling using thermobarometry of mantle xenolith and xenocrysts // *Tectonophysics*. 2014. V. 634, P. 55–75.
- Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ntaflos T., Downes H., Mitchell R., Smelov A.P., Alymova N.V., Kostrovitsky S.I., Rotman A.Ya, Smarov G.P., Makovchuk I.V., Stegnitsky Yu.B., Nigmatulina E.N., Khmelnikova O.S. Regularities and mechanism of formation of the mantle lithosphere structure beneath the Siberian Craton in comparison with other cratons // *Gondwana Research*. 2013. T. 23. № 1. P. 4–24.
- Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A., Babushkina S.A., Vladykin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S. Mantle terranes of the Siberian craton: their interaction with plume melts based on thermobarometry and geochemistry of mantle xenocrysts // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V.10. P.197–245
- Griffin W.L, Ryan C.G, Kaminsky F.V, O'Reilly S.Y, Natapov L.M, Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. 1999. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. // *Tectonophysics*. 1999. V. 310, P. 1–35.



ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С Li-F ПЛЮМАЗИТОВЫМИ ГРАНИТАМИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Баданина Е.В.¹, Сырицо Л.Ф.¹, Иванова А.А.², Ризванова Н.Г.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
elena_badanina@mail.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
anna_al_ivanova@mail.ru, rizng@mail.ru

Оруденение, связанное с Li-F редкометальными плюмзитовыми гранитами (РПГ), характеризуется многообразием металлогенической специализации (Li, Ta, Nb, W, Sn, Be), условиями залегания, характером взаимоотношения с материнскими гранитами. В наиболее полном модельном виде такой тип рудообразования соответствует магматогенно-гидротермальной системе с закономерной пространственной локализацией оруденения относительно материнского массива: Ta и Nb в пределах материнского массива → W и Sn - эндо-экзоконтракт - грейзены, метасоматиты → Sn, W – кварцево-жильная формация в ареале массива → Pb, Zn – дальний ареал. Танталовое оруденение формируется в пределах массива в виде мелкозернистой Ta-Nb минерализации (колумбит-танталит, микролит). Как известно, уровни концентрации тантала и ниобия в расплаве не достигают пределов насыщения, что позволяет предполагать, что их кристаллизация происходит на близмагматическом этапе, который достигается за счёт переноса в солевой субстанции (Баданина и др., 2010) или метасоматического перераспределения (Зарайский, 2004). В пределах массива происходит также некоторое накопление олова и вольфрама, однако необходимого насыщения в расплаве здесь также не достигается (Сырицо и др., 2018). В противоположность танталу и ниобию для этих элементов характерны высокие значения коэффициентов распределения в системе флюид-расплав (Чевычелов, 2013), что способствует переходу этих элементов во флюид и выносу во вмещающие породы, где образуется два типа концентраций: в эндо-экзоконтрактных грейзенах и метасоматитах, и кварцево-жильном оруденении в дальнем ареале. Исходя из этого, предполагалось выявление возрастных различий генетических типов рудной минерализации.

Попытка оценить возрастные соотношения формирования материнской породы и рудной минерализации предпринята нами на примере месторождений Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье, представленных сателлитами редкометальных гранитов Хангилайского массива с различной геохимической и металлогенической специализацией: Орловский массив – Li-F амазонитовых гранитов с танталовым оруденением и Спокойнинский массив – альбитизированных и грейзенизированных гранитов с вольфрамовым оруденением. Согласно U-Pb датированию по циркону (SHRIMP, ВСЕГЕИ) все три массива сформировались практически одновременно: биотитовые граниты Хангилайского массива 140,3±2,6 Ма; протолитионитовые граниты Орловского массива – 140,6±2,9 Ма; мусковитовые граниты Спокойнинского массива – 141,3±1,8 Ма. При этом цирконы Орловского массива характеризуются контрастно выраженным зональным строением, с наличием наследованных ядерных частей, представляющих собой окатанные зёрна с размытой зональностью, изотопнофиксирующим широкий спектр возрастных интервалов кристаллизации минерала: 790 ± 13 Ма, 255, 7 ± 5,1 Ма и 140, 6 ± 2, 9 Ма. Эти факты позволяют судить о вероятных субстратах и длительной и сложной истории формирования циркона. Применительно к Хангилайскому рудному узлу в качестве такого субстрата, вероятно, можно рассматривать песчано-сланцевые толщи ононской свиты верхнего рифея (Dolgoplova, Seltmann, 2005; Абушкевич, Сырицо, 2007). Кроме того, важное петрологическое значение для рассуждения о составе расплава имеют покровы



вмещающих Орловку трахириодацитов, высокоспециализированных по литофильным редким элементам (Сырицо и др., 2005; Баданина и др., 2008). Возрастной интервал в 255, 7±5,1 Ма, соответствующий времени образования ядер циркона из протолитионитовых гранитов Орловки, близок ко времени кристаллизации циркона из этих трахириодацитов – 235,4±2,4 Ма, в которых залегает исключительно Орловский массив Хангилайского интрузива.

Рудные минералы Орловки – группа колумбита-танталита, микролит, касситерит, вольфрамит – в виде микрозернистой вкрапленности концентрируются в лепидолит-амазонитовых гранитах апикальной части массива, представляющих завершающий этап развития ряда дифференциатов Орловского массива. К сожалению, циркон из непосредственно рудовмещающих порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов по геохимическому составу оказался высокоурановым (более 10 мас. % UO₂) и недоступным для датирования U-Pb методом на SHRIMP. Датирование этого циркона было выполнено на основе U-Pb-методики с предварительным высокотемпературным отжигом и химическим выщелачиванием (CA-ID-TIMS). Оценённый таким методом возраст кристаллизации циркона из порфиробластовых гранитов Орловки соответствует 145±1 Ма (СКВО-0,19), что сопоставимо со временем формирования протолитионитовых гранитов, определённым U-Pb методом (SHRIMP, ВСЕГЕИ) по циркону – 142±3 Ма и результатом изучения Rb-Sr изотопной системы непосредственно рудовмещающих лепидолит-амазонитовых гранитов – 143±2 Ма (Костицын и др., 2004). Первые, и как пишут авторы статьи (Анисимова, Абушкевич и др., 2013) предварительные результаты изотопно-геохимической датировки главного рудного минерала – колумбита-танталита из рудной зоны – 145,0±1,0 Ма – оказались практически идентичными времени кристаллизации циркона из порфиробластовых гранитов. Временная идентичность кристаллизации колумбита-танталита и циркона находится в лучшем согласии с магматогенной концепцией генезиса Ta-Nb минерализации.

Значительно более сложной для интерпретации представляется возрастная датировка касситерита, образующего крупные выделения до 7 кг в эндоконтактовых циннвальдит-топаз-альбитовых метасоматитах с обилием берилла. U-Pb возраст касситерита был определён методом изотопного разбавления (ID-TIMS) по новой методике (Ризванова, Кузнецов, 2020) и соответствует 144,6±0,4 Ма. Учитывая локализацию этого касситерита в метасоматитах и их парагенезис, есть основания полагать, что этот касситерит возникает на послемагматическом этапе. Тем более что ранее нами Rb-Sr и Sm-Nd методами для данного касситерита был получен более молодой возраст – 138,5±1,6 Ма (Сырицо и др., 2018).

На данном этапе исследований выполненные разными изотопными методами датировки различных пород, аксессуарных и рудных минералов Орловского массива свидетельствуют о практической синхронности образования полного ряда дифференциатов Li-F типа РПГ, времени кристаллизации в них главных рудных минералов – колумбита-танталита и касситерита и возникновении в них промышленной концентрации редких элементов. Вероятно, использованные в настоящей работе методики и методы оценки возраста требуют дальнейшего совершенствования и повышения прецизионности, чтобы позволить выявлять временные различия кристаллизации рудной минерализации на разных этапах эволюции рудномагматических систем.

Принципиально иная картина возрастного взаимоотношения (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы) рудовмещающей породы и вольфрамитовой минерализации складывается в РПГ «стандартного» типа с низким содержанием лития (месторождения Спокойнинского типа). На примере вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья впервые выявлен ощутимый разрыв между временем кристаллизации вольфрамита и касситерита и формированием вмещающего гранита: 0,9–1,8 Ма. Этот период может соответствовать времени формирования гидротермальной системы, с которой генетически связано Sn-W



оруденение. Изотопно-геохимические исследования этого материала выявили изотопную гетерогенность между составами рудных минералов – вольфрамита и касситерита и вмещающими их гранитами (Сырицо и др., 2018), что проявляется в деплетированности ϵNd в составе касситерита и вольфрамита, и, напротив, большем содержании в них радиогенного стронция. Этот факт свидетельствует о специфической природе рудного вещества, где определённо проявляется воздействие ювенильной составляющей. Источники вольфрамита и касситерита по изотопным параметрам Sr и Nd попадают в поле состава обогащённого мантийного источника ЕМII типа. Механизм установленной гетерогенности может быть описан в рамках воздействия «трансмагматических флюидов», возникающих в процессе мантийного метасоматоза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №18-05-00957, №19-05-00223 и №20-05-00437.

Литература:

Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. Санкт-Петербург: Наука. 2007. 147 с.

Анисимова И.В., Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. и др. U-Pb и Pb-Pb исследование танталита – нетрадиционного минерала-геохронометра редкометалльных гранитов (Орловское месторождение, Восточное Забайкалье) // Труды XX симпозиума по геохимии изотопов. М.: ИГЕМ РАН. 2013. С. 30–32.

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Томас Р., Грамболл Р. Геохимия ультракалиевых риодацитовых магм из ареала Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье на основе изучения расплавных включений в кварце // Петрология. 2008. Т.16. №3. С.317–330.

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Грамболл Р. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т. 18. №2. С. 139–167.

Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом // Смирновский сборник – 2004. М.: Фонд им. Ак. В.И. Смирнова. 2004. С. 105–192.

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М. и др. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 9. С. 940–948.

Ризванова Н.Г., Кузнецов А.Б. Новый подход для определения U-Pb-возраста касситерита методом ID-TIMS на примере Питкярантского месторождения олова // Геохимия. 2020. Т. 491. № 1. С. 47–51.

Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Баданина Е.В., Абушкевич В.С. Высокоспециализированные ультракалиевые трахириодациты в ареале Орловского массива литий-фтористых гранитов в Восточном Забайкалье и проблемы их связи с редкометалльными гранитами // Петрология, 2005, т.13, №1, с. 133–137.

Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В. Продуктивность редкометалльных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. С. 1–19.

Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования: автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Черноголовка: ИЭМ РАН. 2013. 62 с.

Dolgoplova A., Seltmann R., Stanley C. Isotope systematics of ore-bearing and host rocks of the Orlovka-Spokojnoe mining district, eastern Transbaikalia, Russia // Mineral deposit Research:... Jingwen Mao, Frank P. Bierlein (Eds.) V.I. Springer, 2005. P. 747–751.



ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Бадмацыренова Р.А.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, brose@ginst.ru

Саяно-Байкальская складчатая область совместно с территорией Забайкалья занимает значительную часть Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов. В среднем-верхнем палеозое по всей южной окраине Сибирского континента в условиях рассеянного рифтогенеза и разнонаправленной субдукции проявились масштабные тектоно-магматические процессы. Они привели к образованию на окраине континента герцинских рифтогенных (внутриплитных) структур минусинского типа, а также наложенных прогибов в Забайкалье (Урминский, Багдаринский, Уakitский и некоторые другие), представляющие собой фрагменты единого крупного форландового палеобассейна позднего девона – среднего карбона (Гордиенко и др., 2010). Последний был связан с формированием Хэнтэй-Даурско-Агинской системы окраинно-континентальных спрединговых морей Монголо-Охотского океанического бассейна с островодужными окраинами. Металлогения герцинского этапа обусловлена, главным образом, рифтогенными (внутриплитными) постколлизийными процессами, а также островодужным и коллизийным магматизмом на активных континентальных окраинах Монголо-Охотского океанического бассейна.

Нами были изучены габброидные массивы Западного Забайкалья, которые были закартированы в процессе геологической съемки в качестве более ранних образований среди гранитоидов. Эти массивы изучались детально в связи с их металлоносностью (Смирнова, Перельгина, 1959; Богатиков, 1966; Прудовский, Летягин, Грудинин, 1972).

Арсентьевский массив расположен на юго-восточном склоне центральной части хребта Моностой, в 4–5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой. Занимает площадь около 20 км², сложен породами габброидной и сиенитовой серий (Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011). Согласно результатам U-Pb датирования цирконов возраст массива составляет 273±2 млн лет (Бадмацыренова и др., 2011). Выделяются 3 типа титаномагнетит-ильменитовых руд: вкрапленные, густовкрапленные и массивные (сливные). Количество рудных минералов в массивных рудах достигает 80–90 %, густовкрапленных – 50–60 %, во вкрапленных не превышает 40 % (обычно в пределах 15–20 %). Основная масса вкрапленных руд приурочена к безапатитовым феррогаббро, развитым среди наиболее сильно дифференцированных участков с чередованием лейкогаббро и габбро, переходами к феррогаббро. Густовкрапленные руды локализуются в апатитовых феррогаббро, апатитовых косвитах и казанскитах, рудных оливинитах. Тела массивных руд с резкими контактами приурочены к участкам развития косвитов и казанскитов, нередко окружены ореолом вкрапленных руд. Преобладающая форма тел массивных и густовкрапленных руд – линзовидная и жилообразная, реже изометричная или угловатая с многочисленными апофизами. Длина колеблется от нескольких метров до 50–60 м, мощность – от десятков сантиметров до 3–10 м. Руды относятся к железо-титан-ванадиевым с повышенным количеством фосфора. Главные рудные минералы – ильменит и титаномагнетит. Во вкрапленных рудах титаномагнетит и ильменит присутствуют примерно в равных количествах, в густовкрапленных и массивных рудах титаномагнетит в 2–3 раза преобладает над ильменитом. Количество сульфидов не превышает 2 % и лишь в единичных случаях доходит до 8–10 % от общей суммы рудных минералов.

Оронгойский массив расположен в крайней северо-западной части хребта в 2 км к востоку от пос. Нижний Убукун. Занимает площадь около 20 км², относится к первой фазе бичурского комплекса (278.8±7 млн лет) (Бадмацыренова и др., 2011). Сходен с Арсентьевским, но преобладают лейкократовые габброиды. Все разновидности габброидов в



том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро.

Зуйский массив расположен в центральной части хребта Моностой. Обнаженная габброидная часть интрузива занимает площадь около 8 км². Преобладают сильно дифференцированные габбро с отчетливо выраженной трахитоидностью и полосчатостью. Наиболее распространены оливиновые габбро с послойным обогащением титаномагнетит-ильменитовой минерализацией, переходящие в феррогаббро. Для центральной части массива характерно грубополосчатое строение и наличие участков, обогащенных рудным компонентом. Содержание TiO₂ в мелковкрапленной руде от 7 до 11 %.

Иройский массив – крупный габбро-сиенитовый интрузив с рассеянной вкрапленностью ильменита и титаномагнетита. Наиболее обогащены отдельные мелкие тела пироксенитов, иногда переходящие в сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды. Отмечена незначительная примесь ванадия.

Хаильский массив находится в южных отрогах хр. Улан-Бургасы, в районе р. Хаил, левого притока р. Курбы. Площадь изометричного интрузива около 6 км². Центральная часть сложена габбро, габбро-норитами и оливиновыми габбро, а периферическая – амфиболитизированными габброидами и пироксеновыми диоритами (Будаев, Бадмацыренова, 2020). Рудные габбро представлены габбро-норитами и габбро с повышенной (до 20–30 %) вкрапленностью титаномагнетита, иногда переходящей в сидеронитовые руды. Ильменит-титаномагнетитовые руды образуют пластообразную залежь. Основными рудными минералами являются магнетит и ильменит; характерно повышенное содержание ванадия. В массивных рудах содержание железа 40 %, TiO₂ – 7%.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 21-04-00001.

Литература:

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

Будаев Б.Э., Бадмацыренова Р.А. Петрогенезис Хаильского массива, Центральная Бурятия // Металлогения древних и современных океанов – 2020. Критические металлы в рудообразующих системах. С. 200–203.

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

Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее - палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 589–614.

Прудовский Э.Л., Леягин В.С., Грудинин М.И. Габброидная формация Центральной Бурятии // Палеозойские магматические формации Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972. С. 109–125.

Смирнов С.М., Перельгина А.И. О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР) // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1959. № 6. С. 3–12.



ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОБСТАНОВКА МЕТАМОРФИЗМА КУМУЛЯТИВНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВА РУЧ. ЛУКОВЫЙ, ВЕЛЬМАЙСКИЙ ТЕРРЕЙН, ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА

Базылев Б.А.¹, Леднева Г.В.²

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

²*Геологический институт РАН, Москва, Россия, ledneva@ginras.ru,*

Массив дунитов–верлитов–оливиновых клинопироксенитов–габбро в бассейне руч. Луковый относится к образованиям Вельмайского террейна Восточной Чукотки, маркирующего границу Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых систем. Массив представляет собой небольшой тектонический блок среди триасовых терригенных отложений. Породы массива метаморфизованы, но по сохранившимся реликтам первичных минералов ультрамафитов и габброидов, а также по геохимии наименее метаморфизованных пород устанавливается островодужная обстановка формирования массива на довольно глубинном коровом уровне (около 5 кбар) (Леднева и др., 2020).

Метаморфизм габброидов комплекса проявляется в кристаллизации минеральной ассоциации, типичной для зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фации (эпидот, хлорит, амфиболы ряда актинолит–низкотитанистая роговая обманка, сфен, кальцит) вплоть до полного замещения первичных силикатов в части пород, и не обнаруживает каких-либо необычных признаков. Однако метаморфизм кумулятивных ультрамафитов показывает некоторые необычные особенности, заслуживающие внимания. Наряду с первичными оливинами, сохранившимися в некоторых образцах и характеризующихся узкими вариациями магнезиальности и содержаний NiO и MnO, в ультрамафитах присутствуют и оливины определенно метаморфического происхождения, для которых свойственны существенные вариации магнезиальности в пределах одного образца (так, 81.3–93.6 в обр. LU9-32 и 7–13 номеров в большинстве пород), сопровождающиеся также существенными вариациями содержаний в них никеля (0.02–0.32 мас. % NiO) и марганца (0.06–1.15 мас. % MnO).

Крупные зерна первичных хромшпинелидов в породах замещаются преимущественно агрегатом двух метаморфических шпинелидов (ферритхромитов) разного состава – высокохромистого с YCr ($Cr/(Al+Cr+Fe^{3+})$) 0.74–0.80 и низкохромистого с YCr 0.11–0.27; с обеими фазами ассоциируют мелкие включения хлорита, а также оливин и тремолит на краях зерен. В высокохромистых ферритхромитах иногда сохраняются участки с повышенным содержанием глинозема (11–13 мас. % Al_2O_3) и магния.

Первичные клинопироксены псевдоморфно замещаются диопсидом с выделением мелких пластинок хлорита, ильменита, мелких зерен магнетита и редких участков тремолита, при этом хлорит и призматический тремолит кристаллизуются преимущественно по оливину на непосредственном контакте с клинопироксеном или вдали от него. По редким зернам роговой обманки развиваются псевдоморфозы тремолита и хлорита.

Метаморфические диопсиды – преимущественно низкоглиноземистые (до 0.1 мас. % Al_2O_3), хотя участками в пределах псевдоморфоз по клинопироксену сохраняются более высокие содержания глинозема (до 1.8 мас. %). Тремолиты также низкоглиноземистые (до 0.4 мас. % Al_2O_3). Хлориты имеют умеренно высокие содержания глинозема (12–19 %) и хрома (0.4–1.8 %). Все метаморфические силикаты, как и оливины, обнаруживают широкие вариации по магнезиальности.

На основной стадии метаморфизма в породах кристаллизовались равновесные ассоциации оливин–тремолит–диопсид–хлорит–ильменит–ферритхромит (ферритхромиты) в оливиновых клинопироксенитах и оливин–тремолит–хлорит–ферритхромиты в дунитах. По



оливин–шпинелевому геотермометру (Sack, Ghiorso, 1991), эта стадия метаморфизма протекала при 520–590°C, что отвечает полю стабильности данных ассоциаций при P(H₂O) 5 кбар и ниже (Plümpner et al., 2012).

В ряде пород отмечается нестабильность ассоциации оливина с тремолитом, что проявляется в присутствии тремолита только в виде включений в диопсиде, наряду с включениями оливина, или в нарастании мелких зерен диопсида на призматические зерна тремолита в локальных зонах рассланцевания, что свидетельствует о стабильности ассоциации диопсида и антигорита, которая имеет место при более низкой температуре (ниже 510°C при 5 кбар, ниже 460°C при 2 кбар (Plümpner et al., 2012)). Антигориты действительно присутствуют в ассоциации с диопсидом; они имеют невысокие содержания глинозема (0.05–0.5%), формируют преимущественно мелкопластинчатые прожилки, на контакте с которыми отмечается резорбция оливина и тремолита.

По силикатам описанных ассоциаций в части пород развиваются петельчатые прожилки лизардита/хризотила, иногда в субмикронных сростаниях с бруситом (с единичными его крупными выделениями), а в ряде серпентинитов с лизардитом/хризотилом ассоциирует магнезит, присутствующий в виде округлых зерен и линзовидных прожилков. В серпентинитах все метаморфические силикаты замещены серпентином, за исключением хлорита, который сохраняется в виде отдельных пластинок в серпентине и в виде включений (полувключений) в зернах, замещенных хромшпинелидов.

Таким образом, метаморфизм ультрамафитов имеет ретроградный характер с последовательной сменой более высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными. Судя по тому, что интенсивность метаморфизма, как и интенсивность деформаций пород, возрастает по мере приближения к тектоническому контакту ультрамафитов с терригенной толщей, вдоль которого развита зона тектонического серпентинитового меланжа с будинами метаультрамафитов и серпентин–карбонатными сланцами, можно предполагать, что метаморфизм происходил в ходе тектонического выведения блока ультрамафитов–габброидов к поверхности.

Однако лишь в трех из изученных образцов составы оливинов обнаруживают «ретроградный» тренд (Nozaka, 2018) с понижением магнезиальности, повышением содержания марганца и слабым понижением содержаний никеля от первичных оливинов к их каймам и необластам оливина. Еще в одном образце похожий тренд также проявлен, но центральные части зерен оливина при этом имеют высокую магнезиальность (Mg# 90–94) и метаморфическую природу. В трех других образцах метаультрамафитов соотношения между метаморфическими оливинами разных генераций (в интервале Mg# 82–96) более сложные и имеют характер пятнистости (с постепенными переходами от магнезиальных к железистым оливинам) или мозаичности (с резкими переходами), в последнем случае, наряду к каймами железистого оливина вокруг магнезиального, отмечаются также неправильной формы выделения железистого оливина и изометричные области магнезиального оливина в оливине промежуточного состава. Существенно, что никакой приуроченности неоднородности оливина к метаморфическим силикатам (хлориту, тремолиту, диопсиду) не отмечается, хотя иногда изометричные включения магнетита в оливине (до 20 мкм, редко до 50 мкм) локализованы преимущественно в магнезиальном оливине.

Следует отметить, что присутствие в ультрамафитах высокомагнезиальных метаморфических оливинов (Mg# 93–96) (как и включений магнетита в этих оливинах) обычно связывается с проградным метаморфизмом и десерпентинизацией пород (Khedr, Arai, 2012), как и низкие содержания глинозема, натрия и высокая магнезиальность тремолитов, аналогичные таковым в изученных породах. Однако в случае исследованного комплекса нет оснований предполагать проявления проградного метаморфизма.

По-видимому, широкие вариации составов метаморфических оливинов в исследованных ультрамафитах обусловлены различной окисленностью метаморфического



флюида и разной степенью переуравновешивания оливина с антигоритом и диопсидом на отдельных стадиях метаморфизма. Так или иначе, но к эмпирическим минералогическим критериям проградности/ретроградности метаморфизма в метаультрамафитах следует относиться с осторожностью в виду вероятной их неуниверсальности.

Работа выполнена за счет бюджетного финансирования по темам № 0137-2019-0012 и №0135-2019-0078.

Литература:

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Layer P., Кузьмин Д.В., Кононкова Н.Н. Тектоническая позиция и обстановка формирования мезозойского массива кумулятивных дунитов–верлитов–оливиновых клинопироксенитов–габбро Восточной Чукотки // Геотектоника.2020. №4. С.3–26.

Plümper O., Piazzolo S., Austrheim H. Olivine pseudomorphs after serpentinized orthopyroxene record transient oceanic lithospheric mantle dehydration (Leka Ophiolite complex, Norway) // J. Petrol.2012.V. 53. P. 1943–1968.

Sack R.O., Ghiorso M.S. Chromianspinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications // Am. Mineral.1991. V. 76. P. 827–847.

Nozaka T. Compositional variation of olivine related to high-temperature serpentinization of peridotites: Evidence from the Oeyama ophiolite // J. Miner. Petrol. Sci. 2018. V. 113. P. 219–231.

Khedr M.Z., Arai S. Petrology and geochemistry of prograde deserpentinized peridotites from Happo-O'ne, Japan: Evidence of element mobility during deserpentinization // J. Asian Earth Sci.2012. V.43. P. 150–163.

МАГМАТИЗМ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО ОРОГЕНА И КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Балтыбаев Ш.К.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, e-mail: shauket@mail.ru

За последние два-три десятилетия накопился значительный фактический материал по эндогенной активности в юго-западной части Фенноскандинавского щита, особенно по зоне сочленения архейского и протерозойского доменов этого крупнейшего на северо-западе докембрийского блока. Быстрый рост информации связан с тем, что площадь зоны сочленения (Раахе-Ладожская сутура) перспективна в металлогеническом отношении, к тому же располагается на территории четырех государств (Россия, Финляндия, Швеция, Норвегия) и потому она оказалась в фокусе внимания многочисленных исследовательских групп разных стран. Появлению большого объема новой информации способствовало также широкое применение исследователями экспрессных методов локального датирования процессов, благодаря региональной доступности двух крупных центров, специализирующихся на изотопном датировании (Nordsim, Swedish Museum of Natural History, Stockholm, ЦИИВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Именно геохронологические методы позволили детализировать особенности проявления эндогенной активности в структурах зоны сочленения (рис. 1).

Магматические породы образуются при разных тектонических (геодинамических) режимах и охватывает временной интервал от 1.97 до 1.44 млрд лет. Если ограничиться более узким интервалом эндогенной активности (1.93-1.86 млрд лет), в который укладывается формирование основного разнообразия структурно-вещественных комплексов в зоне сочленения, то можно выделить два главных эпизода, каждый из которых сочетает гранитоидный и базитовый магматизм (рис. 2).

Гранитоиды, в которых преобладают тоналиты с изотопными характеристиками

ювенильного происхождения, возникли в первый магматический эпизод с пиком ~1.93–1.90 млрд лет назад.

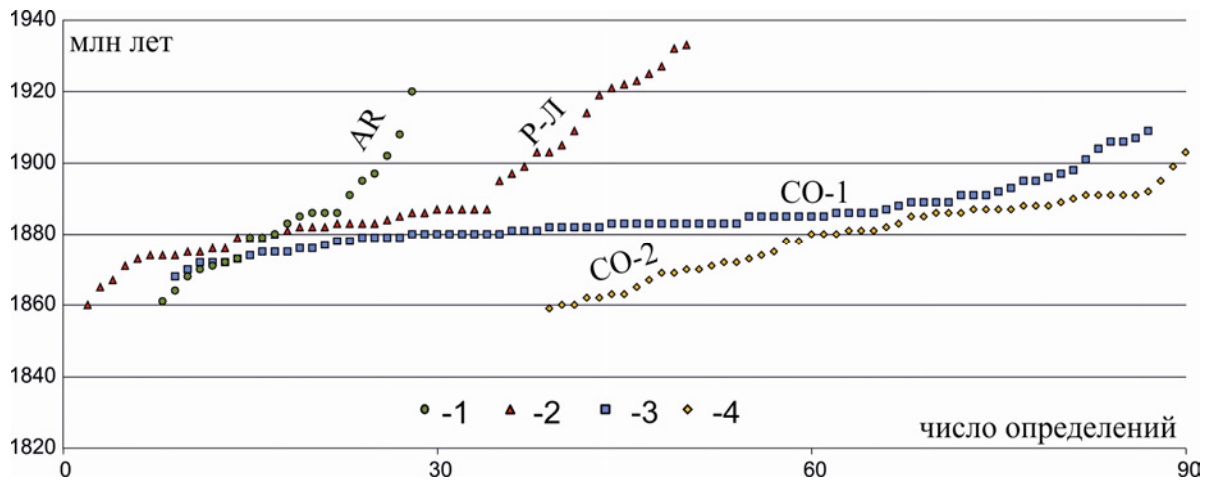


Рис. 1. Магматическая активность 1.93-1.86 млрд лет назад на юго-западе Фенноскандинавского щита в области сочленения AR и PR пород. 1 – область AR пород (кратоны Карельский, Норрботтен, AR), 2 – область сочленения AR-PR пород (Раахе-Ладожская зона, P-Л), 3 – область PR пород (Свекофеннский ороген (пояс): северная часть – СП-1, южная – СП-2).

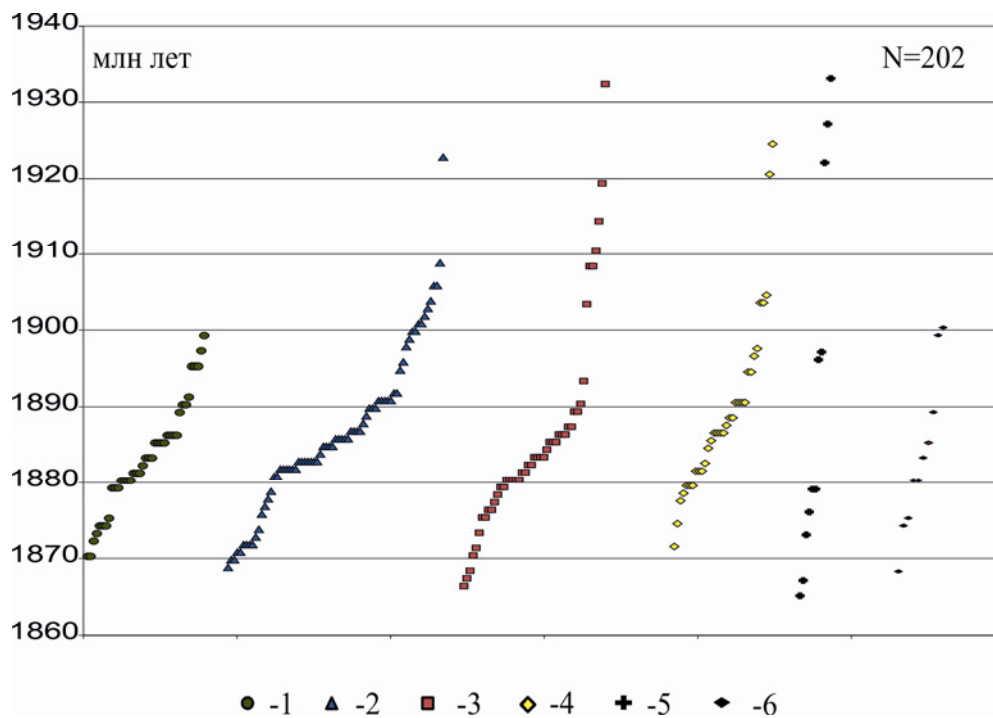


Рис. 2. Распределение пород по классам в зоне сочленения. 1 – преимущественно габбро, 2 – преимущественно тоналиты, 3 – преимущественно граниты, 4 – супракrustальные, преимущественно метатерригенные, 5 – вулканиты, 6 – дайки. Оценки возраста получены U-Pb методом (SIMS, ID-TIMS) по циркону (преимущественно), монациту, титаниту, апатиту.

Они, вместе с ассоциирующимися вулканическими породами, наиболее широко распространены в прикратонной зоне – поясе Пюхисалми в Финляндии. Здесь U-Pb методом по циркону определен возраст тоналито-гнейса – 1930 ± 15 млн лет, а возраст прорывающего синорогенного гранодиорита определен как 1880 ± 15 млн лет (Helovuori, 1979). По петро- и



изотопно-геохимическим признакам магматические породы рассматриваемого периода сформировались в основном из мантийных источников и среди них преобладают породы тоналит-гранодиоритового состава с большим количеством мафических разновидностей.

В районе Пюхисалми выявлено два этапа вулканической активности. Найдены в толщах внутриформационные конгломераты (Vaasjoki, Sakko, 1988). Рудообразование связано с вулканитами первого этапа, которые были интенсивно переработаны в ходе последующего орогенеза. Эти вулканиты в большинстве имеют дацитовый состав и содержат пиритовые, сфалерит-галенитовые руды, приблизительно одновозрастные с тоналитовыми гнейсами района (Ekhdal, 1993). Несмотря на пространственную близость тоналитовых гнейсов к архейскому кратону, их ϵNd около +2.5, что говорит о слабом вкладе или отсутствии влияния архейского источника (Lahtinen, Huhma, 1997).

Вулканиты первого этапа прорваны тоналитами, габбро и синтетектоническими гранитоидами. Все указанные породы перекрываются вулканитами второго этапа, накопление которых завершается внедрением гипабиссальных плагиоклазовых порфиритов. Наиболее поздние магматические образования представлены диабазовыми дайками и посттектоническими гранитами.

Петро- и геохимическая особенность пород последующей магматической активности (1.90–1.86 млрд лет) определяется развитием не только известково-щелочного тренда составов, но и появлением магматических пород субщелочной серии. В области развития пород Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса, территории Северного Приладожья, центральной и северной Швеции доминируют вулканиты зрелых островных (окраинных) дуг с возрастом 1905-1884 (Kahkonen et al., 1989; Балтыбаев, Левченков, 2005). Преимущественно ювенильная природа рассматриваемых пород подтверждается сравнительно высокими значениями ϵNd (-0.9 / +3.4) (Wilson et al., 1985; Huhma, 1986; Öhlander et al., 1987; Patchett, Kuovo, 1986; Patchett et al., 1987 и др.). Уменьшение этой величины у магматических пород возраста 1.90–1.86 млрд лет по направлению к архейскому Карельскому кратону из внутренней области протерозойского Свекофеннского орогена, указывает на возрастание древней коровой компоненты в магмах. В зоне сочленения, в частности, на территории Северного Приладожья (и вне нее), развиты субщелочные плутонические и вулканические породы.

Для магматизма этапа 1.90–1.86 млрд лет не характерно обилие «чистых» гранитов (хотя они есть) – преобладают габбро и диориты, а также тоналит-гранодиориты. Есть наблюдения неполного смешения магм кислого и основного состава, которые интерпретируются как результат взаимодействия глубинных магм основного состава с кислыми магмами корового происхождения, возникшими в результате частичного плавления супракрустальных толщ. Взаимодействие ювенильных расплавов с коровыми магмами и супракрустальными породами увеличивает петро- и геохимическое разнообразие магматических пород второго этапа.

Некоторые закономерности проявления магматизма можно суммировать следующим образом:

1. По породным ассоциациям и уровню проявления в зоне сочленения в интервале 1.93–1.86 млрд лет назад магматизм является вулcano-плутоническим. Образование вулканических и плутонических серий хотя и происходило этапами (1.93–1.90 и 1.90–1.86 млрд лет), в пределах каждого этапа глубинные породы и их эффузивные аналоги появлялись синхронно.

2. Составы вулcano-плутонических образований варьируют от толеитовой и известково-щелочной серий до субщелочной, что заметно проявлено в магматических комплексах, возникших в активность 1.90–1.86 млрд лет назад. Внутри этого возрастного интервала вулканические и плутонические породы разных серий возникали практически синхронно. Закономерности латерального распределения сложно определить однозначно из-



за тектонического сгущивания комплексов, хотя проявляется тенденция к приуроченности породных ассоциаций субщелочной серии к юго-восточной части зоны сочленения.

3. Изменение вещественного состава магматических пород возрастных групп 1.93–1.90 и 1.90–1.86 млрд лет коррелируется со сменой стиля тектоники: первые образуются на завершающих этапах дивергентной тектоники, а вторые – формируются в режиме конвергентных границ.

Работа выполнена при поддержке темы НИРИГГД РАН № FMUW-2019-0003 Минобрнауки России.

Литература:

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. Вулканиды в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 3–19.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 373–392.

Ekdahl E. Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of Raahe-Ladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, Central Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. № 373. 137 p.

Helovuori O. Geology of the Pyhasalmi ore deposit, Finland // Economic Geology. 1979. V. 74. (5). 1084 p.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1986. № 337. 52 p.

Öhlander B., Skiöld T., Hamilton P.J., Claesson L.-A. The western border of the Archaean province of the Baltic Shield: evidence from northern Sweden // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 437–450.

Patchett J., Kouvo O. Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecofennian terrain of South Finland // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 92. P. 1–12.

Patchett P.J., Arndt N.T. Nd isotopes and tectonics of 1.9-1.7 Ga crustal genesis. Earth and Planetary Science Letters. 1986. V. 78. P. 329–338.

Patchett P.J., Gorbatschev R., Todt W. Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrain of Sweden // Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 145–160.

Vaasjoki M., Sakko M. The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints // Geol. Surv. Finland Bull. 1988. V. 343. P. 7–32.

Wilson M.R., Hamilton P.J., Fallick A.E., Aftalion M., Michard A. Granites and early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 376–388.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ Fe-Mn МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ (ЕАО, ДВ РОССИИ)

Бердников Н.В.¹, Невструев В.Г.¹, Кебезинская П.К.²

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,*

Хабаровск, Россия, nick@itig.as.khb.ru

²*PNKGeoScience, Tampa, Florida, USA*

Месторождение Поперечное – одно из многочисленных железорудных (с марганцем) месторождений рудопроявления на малом Хингане, рудоносные структуры которого приурочены к юго-восточному обрамлению Буреинского массива, сложенного метаморфизованными породами венд-кембрийской аккреционной призмы (Ханчук и др., 2013). Месторождение локализовано в карбонатных породах мурандавской свиты (поздний рифей-венд) и сложено марганцево- и железорудными пластами полосчатой, брекчиевой, реже массивной текстуры (Чеботарев, 1958; Егоров, Тимофеева, 1972). Основной объем руд



представлен железистыми кварцитами, с которыми ассоциируют тонкие пласты марганцевых руд, жилообразные и пластообразные тела взрывчатых брекчий, туфов, игнимбриков.

В работах (Чеботарев, 1958; Егоров, Тимофеева, 1972) месторождение классифицировано как вулканогенно-осадочное. Современные геохимические данные также свидетельствуют о комплексной природе Fe-Mn минерализации (Бердников и др., 2016). Значение $(Mn+Fe)/Ti$ модуля (159.57) в железных рудах указывает на их преимущественно гидротермальный генезис, в то время как в железо-марганцевых рудах оно уменьшается до 74.20, что более характерно для объектов гидрогенного происхождения. Величина отношения Y/No варьирует вблизи переходного значения (21.19–28.91), свидетельствуя об участии в их образовании как гидротермального, так и гидрогенного источников. Отрицательная аномалия иттрия ($Y_n/Y_n^*=0.75$) характерна для гидрогенных руд. Распределение $\Sigma R3\pm Y$ в рудах месторождения является «промежуточным» между гидрогенным и гидротермальным, фигуративные точки их составов на диаграмме $Se_n/Se_n^*-Y_n/No_n$ располагаются в области сочленения полей гидротермальных и гидрогенных образований.

Обнаружение в породах месторождения промышленных содержаний благородных металлов (до 11.3 г/т платины и МПГ, до 2.5 г/т золота (Ханчук и др., 2016)) инициировало детальные исследования их генезиса. Поскольку БМ концентрируются преимущественно в взрывчатых брекчиях, изучению этих пород было уделено основное внимание. Показано, что они сложены флюидалным матриксом, в котором заключены обломки доломита, кварца и фрагменты брекчий более ранних генераций (рис. 1 а, б). Химический состав матрикса варьирует в широких пределах. Как правило, матрикс сложен фрагментами (рисунок б), зачастую напоминающими автолиты. По составу фрагменты можно условно разделить на кремнистые ($SiO_2 > 30$ мас. %), углеродистые ($CO_2 > 35$ мас. %), железистые ($FeO > 10$ мас. %) и фосфористые ($P_2O_5 > 5$ мас. %) (табл. 1). Для кремнистых фрагментов характерен кварц, для углеродистых – карбонаты состава доломит-сидерит-магнезит, для железистых – магнетит и гематит, фосфористые фрагменты насыщены мелкозернистым апатитом.

Гетерогенность матрикса и флюидалная внутренняя структура брекчий указывают на их магматическое происхождение, связанное с многократными взрывами, вызывающими перемешивание материала разного состава. Брекчии, туфы, игнимбрики и железистые кварциты часто образуют переслаивания с мощностью слоев в первые сантиметры. В ряде случаев игнимбрики содержат до 50 % по объему идиоморфного магнетита, образуя «языки» магнетитовых лав.

Наши исследования в основном подтверждают вулканогенно-осадочный генезис железо-марганцевой минерализации месторождения Поперечное. Применение современных методов исследования позволило детализировать этот вывод и составить представление о механизме оруденения. Предполагается, что железистые кварциты образовались путем просачивания богатых железом и кремнеземом гидротермальных растворов в приповерхностные области, где, вступая во взаимодействие с морской водой и пропитанными ею осадками, формировали железо-кремневые гели. Основным носителем железа в таких породах после их литификации является гематит. «Промежуточные» геохимические метки кварцитов подтверждают их гидрогенно-гидротермальный генезис. По сходному механизму, по-видимому, образовывались и марганцевые руды.

Туфы и игнимбрики содержат идиоморфный магнетит, их происхождение связано с вулканизмом. Взрывчатые брекчии содержат как магматогенный магнетит, так и тонкочешуйчатый гематит, что отражает двойственную магматогенно-гидротермальную природу.

Таким образом, железо-марганцевая минерализация Поперечного имеет комплексную вулканогенно-гидротермально-осадочную природу.

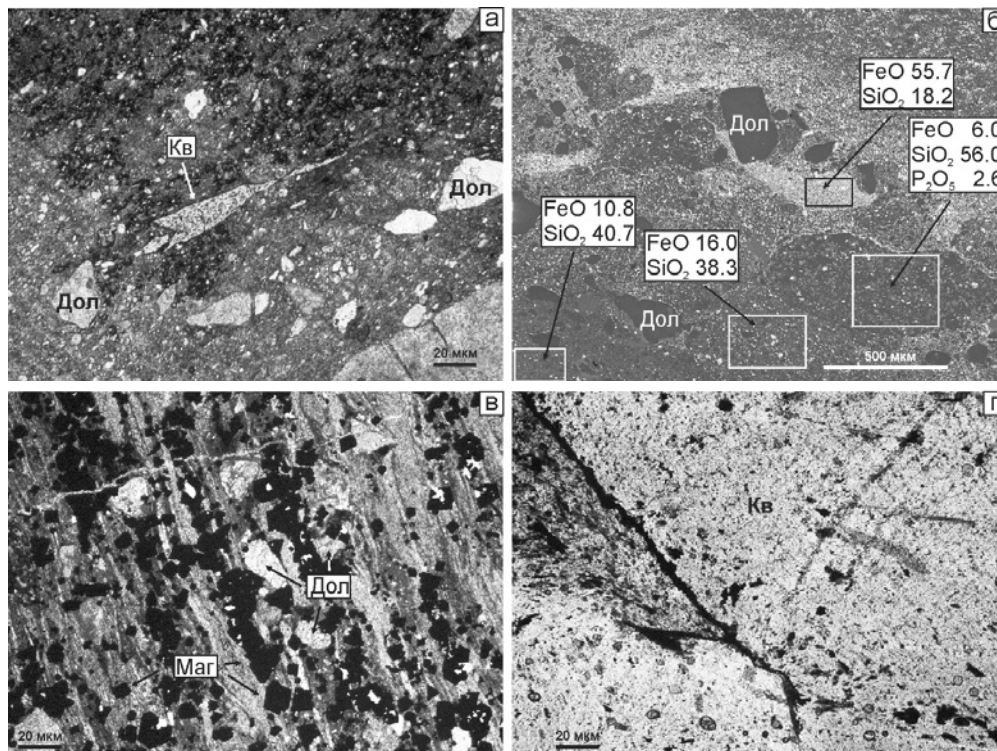


Рис. 1. Микрофотографии основных типов пород месторождения Поперечное: 1, 2 – взрывная брекчия; 3 – магнетитовая лава; 4 – железистый кварцит. 1, 3, 4 – шлиф, 2 – СЭМ-изображение, BSE детектор. Дол – доломит, Маг – магнетит, Кв – кварц.

Нам представляется, что ее причиной является подъем высококомобильных пересыщенных флюидами расплавов-растворов, генерированных в процессе апвеллинга астеносферы, плавления и фракционирования пород в области структуры типа слэб-виндоу, образовавшейся в обстановке раннемеловой трансформной континентальной окраины в результате субдукции плиты Изанаги под композитный Цзямуси-Буреинско-Ханкайский террейн (Berdnikov et al., 2020). Такую интерпретацию подтверждает наличие в брекчиях глубинных МПГ, а также ^{190}Pt - ^4He возраст изоферроплатины (125 ± 21 млн. лет, (Ханчук и др., 2020)), соответствующий возрасту одного из пиков раннемелового магматизма на территории Буреинского массива и Восточной Азии (Ханчук, 2000).

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГиГ ДВО РАН с использованием ресурсов Хабаровского инновационно-аналитического центра.

Литература:

Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Источники и условия формирования железо-марганцевой минерализации Буреинского и Ханкайского массивов (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. №4. С. 28–39.

Егоров Е.В., Тимофеева М.В. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира // Труды международного симпозиума. Киев: Наукова Думка. 1972. С. 188–195.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5–34.

Ханчук А.И., Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благороднометаллическая минерализация // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №6. С. 815–828.



Ханчук А.И., Рассказов И.Ю., Крюков В.Г., Литвинова Н.М., Саксин Б.Г. О находке промышленной платины в рудах Южно-Хинганского месторождения марганца // Доклады АН. 2016. Т. 470, №6. С. 701–703.

Ханчук А.И., Мочалов А.Г., Рассказов И.Ю., Якубович О.В., Бердников Н.В., Невструев В.Г. Изотопный возраст самородной платины из флюидолитов андезитового состава месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 48–52.

Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Советская геология. 1958. № 8. С. 114–136.

Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., Mochalov A.G., Yakubovich O.V. PGE Mineralization in Andesite Explosive Breccias Associated with the Poperechny Iron-Manganese Deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): Whole-Rock Geochemical, ¹⁹⁰Pt-⁴He Isotopic, and Mineralogical Evidence // Ore Geology Reviews (2020), doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103352>

Таблица 1. Химический состав фрагментов матрикса взрывчатой брекчии.

	Кремнистые, n=29			Углеродистые, n=26			Железистые, n=38			Фосфористые, n=14		
	х	а	η	х	а	η	х	а	η	х	а	η
SiO ₂	40,4 0	32,38– 53,40	6,84	20,12	4,03– 39,45	11,1 8	23,22	4,03– 43,90	11,01	22,68	3,10– 34,72	9,72
TiO ₂	0,22	0,00– 0,70	0,17	0,07	0,00– 0,63	0,15	0,19	0,00– 0,55	0,25	0,09	0,00– 0,36	0,13
Al ₂ O ₃	3,67	1,00– 7,93	1,78	3,44	0,72– 6,64	2,05	4,11	0,72– 17,29	3,68	3,34	1,00– 4,99	1,15
FeO	12,7 6	5,05– 46,53	10,5 4	11,81	4,02– 33,64	7,43	29,65	10,52– 74,17	20,09	6,34	1,63– 10,28	2,25
MnO	0,24	0,00– 0,84	0,22	0,71	0,19– 1,37	0,34	0,42	0,00– 1,80	0,44	0,24	0,00– 1,42	0,39
MgO	5,64	1,27– 8,64	1,94	9,60	4,32– 14,76	3,49	7,25	0,85– 16,73	4,50	5,71	2,40– 9,01	1,96
CaO	5,60	0,27– 16,51	3,74	11,20	2,21– 19,61	4,68	5,53	0,16– 17,23	5,20	19,49	9,77– 30,25	6,35
K ₂ O	0,70	0,00– 2,76	0,61	0,39	0,00– 1,38	0,37	0,39	0,00– 2,76	0,76	0,44	0,00– 0,81	0,27
P ₂ O ₅	1,54	0,00– 11,00	3,00	1,10	0,00– 16,00	3,21	0,11	0,00– 2,85	0,48	13,49	6,49– 22,62	5,35
CO ₂	29,2 0	17,45– 42,71	7,03	41,42	35,10– 54,79	4,93	28,93	15,96– 45,19	8,99	28,01	20,17– 35,74	4,48

n – число замеров в выборке; х – среднее арифметическое; а – разброс значений; η – стандартное отклонение. Анализы выполнены с помощью ЭДС «по площади».

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ УНГРИНСКОГО КОМПЛЕКСА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Берзкин В.И.¹, Кравченко А.А.¹, Попов Н.В.²

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

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

Массивы метагаббро и диоритов впервые были оконтурены Л.М. Минкиным (Геологическая карта..., 1962) в Центральной части Алдано-Станового щита (рис. 1). Ранее породы массивов включались в состав стратиграфической свиты. К этим главным видам пород постепенно добавились другие в ранге унгринского комплекса (Дук и др., 1985 и др.). Массивы комплекса находятся в пределах Унгринского клина – части Амгинской зоны тектонического меланжа, граничащей с Нимнырским террейном и прорваны

палеопротерозойскими гранитами (Смелов и др., 2001). В остальной части зоны меланжа обнажены пластины и тела гранитогнейсов, гранитов, парагнейсов гранулитовой и амфиболитовой фаций, клиньев зеленокаменных комплексов.

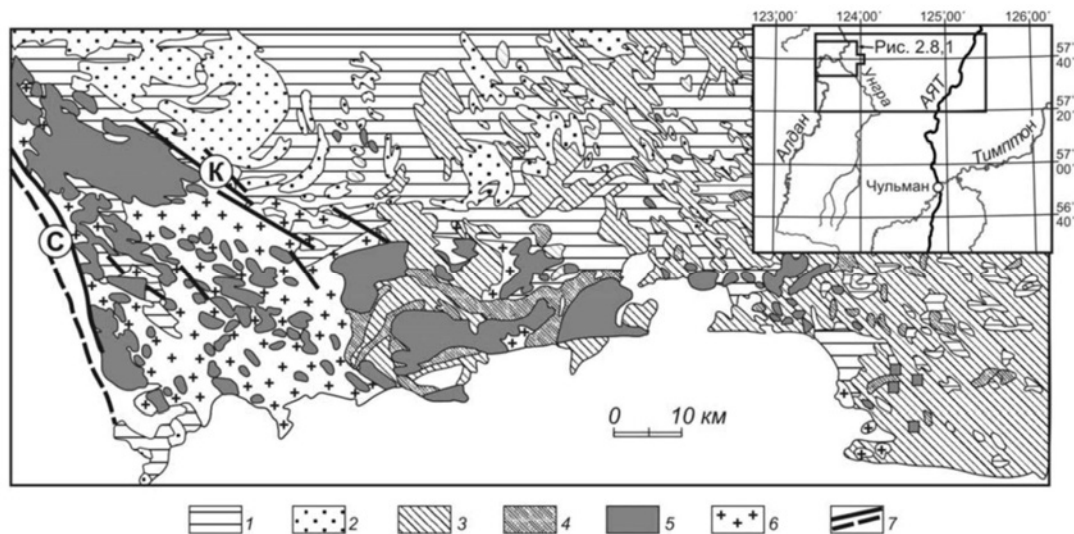


Рис. 1. Схема распространения плутонов унгринского магматического комплекса (Березкин и др., 2015). 1 – гранитоиды ортогнейсового комплекса; 2 – курумканская толща; 3 – федоровская толща; 4 – продуктивный на магнетит и флогопит горизонт с прослоями карбонатных пород; 5 – унгринский интрузивный комплекс; 6 – граниты; 7 – разломы.

В строении массивов принимают участие амфиболиты и плагиогнейсы (габбро, диориты, кварцевые диориты), в обнажениях наблюдаемые в виде перепластующихся пачек. Среди этих пород встречаются: жилы и мелкие тела неясных форм кислых плагиогнейсов (тоналитов, трондьемитов); будины мономинеральных амфиболитов (горнблендитов); многие тела также неясных форм гипербазитов (перидотитов). Наиболее крупное тело вначале выявлено в качестве самостоятельного Кэннэнэйского массива (Геологическая карта..., 1962). Весьма редко встречающиеся анортозиты обнаружены в виде глыб в делювии габброидов. Названия первичных видов пород в скобках принято в соответствии с (Классификация..., 1981).

Прогрессивный метаморфизм пород унгринского комплекса соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации с проявлениями регрессивного типа, а зеленосланцевый диафторез связан с разломами (Дук и др., 1986). С учетом некоторого привноса щелочей (особенно Na_2O) при этих процессах протолиты пород комплекса относятся к известково-щелочному ряду. Как видно в таблице и по данным в работах (Дук и др., 1985; Березкин и др., 2015) к особенностям химизма габброидов, анортозитов, диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов относятся высокие содержания Al_2O_3 , Sr, TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO, Ni, Co, V, Hf, Nb, Ta, U, Th. Трондьемиты также относятся к высокоглиноземистому типу ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$). Содержания Zr, V, Ba, Rb достаточно изменчивы, что видимо, связано со слабой изученностью акцессорных минералов, а также привносом щелочей (Ba, Rb).

Подавляющее большинство проб пород унгринского комплекса по данным полученным в последнее время, характеризуется умеренными и повышенными $\Sigma\text{PЗЭ} = 50\text{--}260$ г/т с широкими вариациями индекса дифференцированности $\text{La/Yb} = 2,7\text{--}19,1$ при отсутствии аномалий Eu или со слабыми аномалиями $\text{Eu/Eu}^* = 0,80\text{--}1,2$ (табл., рис. 2). В эту группу входят габбро, кварцевые диориты трондьемитов и одна из проб тоналита. Однако другая проба тоналита и две пробы трондьемита несколько отличаются по наличию более заметных минусовых аномалий $\text{Eu} = 0,46\text{--}0,75$.

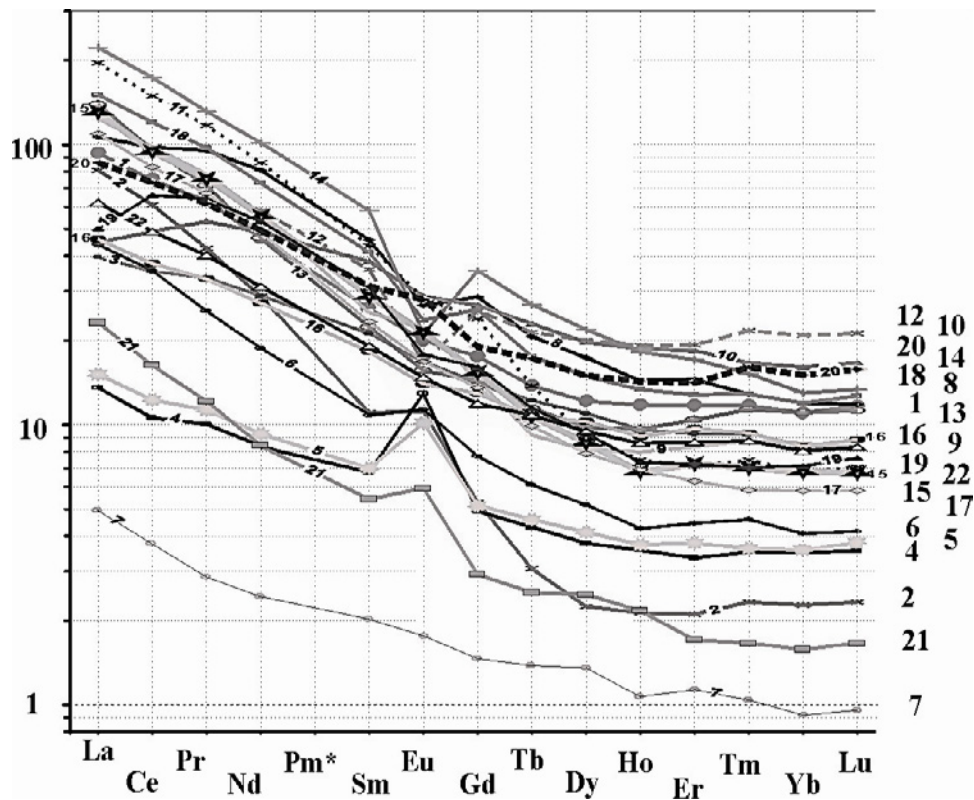


Рис. 2. Распределение РЗЭ в породах унгринского комплекса. Номера анализов пород соответствуют номерам в таблице.

Из основной группы обособляются: три пробы анортозита и габбро по низким Σ РЗЭ = 19–23 г/т и заметными плюсовыми аномалиями $Eu/Eu^* = 1,5–2,2$; проба гипербазита по наименьшей Σ РЗЭ = 6,31; проба кварцевого диорита по наибольшему $La/Yb = 36$.

Рассмотренный участок выходов в настоящее время рассматривается в качестве петротипа унгринского комплекса. К востоку от него выделяются еще Восточные массивы, а к югу массивы хончегринского комплекса, коррелируемые с унгринским (Дук и др., 1985; Березкин и др., 2015). Полученные также в последнее время незначительное количество определений РЗЭ подтверждают такую корреляцию.

Литература:

Березкин В.И., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Кравченко А.А., Попов Н.В., Тимофеев В.Ф., Торопова Л.И. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск, 2015. 459с.

Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Сер. Алданская, лист О-51-XXI. Объяснительная записка. М. 1962. 67 с.

Дук В.Л., Гусакова И.Н., Павлов С.Н. и др. Геология и петрология унгринского габбро-плагиогранитного комплекса // Ранний докембрий Алданского массива и его складчатого обрамления. Л.: Наука, 1985. С. 20–34.

Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. – М.: Наука, 1986. 280 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 158 с.

Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–100.



Sun Sh.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry// Geol. Soc. Spec. Public. 1989. № 42. P. 313–345.

Таблица 1. Химические составы пород унгринского комплекса.

№	Б-1127/02	Б-1132	Б-1137/6	Б-1138/2	Б-1138/8	Б-1138/9	Б-1164/1	Б-1901	Г-273/3	Г-312/2	Г-1128/11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53,51	67,39	49,52	49,28	46,11	45,21	41,22	58,99	60,85	48,64	69,17
TiO ₂	0,37	0,30	0,83	0,58	0,65	0,70	0,04	0,65	0,60	0,92	0,26
Al ₂ O ₃	21,63	17,32	17,53	20,48	19,95	20,04	7,64	17,04	20,75	19,05	15,17
Fe ₂ O ₃	2,59	1,41	3,88	4,86	4,36	3,68	11,61	1,68	0,61	4,42	3,24
FeO	3,65	2,09	6,88	5,26	7,54	7,43	5,22	5,65	1,59	6,73	3,40
MnO	0,10	0,02	0,17	0,13	0,17	0,17	0,23	0,08	0,04	0,17	0,04
MgO	3,10	0,94	6,18	5,26	6,53	6,65	29,66	3,33	1,18	5,40	0,39
CaO	9,25	3,97	10,33	10,64	11,89	12,52	3,81	5,77	6,36	9,50	2,63
Na ₂ O	5,13	5,49	3,36	3,20	2,37	2,28	0,45	4,93	6,81	3,87	4,90
K ₂ O	0,59	0,97	1,19	0,29	0,43	1,29	0,11	1,57	0,56	1,10	0,69
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,12	0,01	0,01	0,02	0,01	0,30	0,65	0,18	0,10
La	21,91	19,08	9,29	3,19	3,55	10,36	1,16	25,08	29,18	10,49	45,95
Ce	45,05	36,81	21,28	6,38	7,41	21,42	2,28	58,99	59,51	29,52	90,07
Pr	5,59	3,80	2,99	0,90	1,00	2,27	0,26	8,49	6,98	4,73	10,40
Nd	21,00	13,00	13,10	3,80	4,20	8,50	1,11	36,60	25,70	22,00	39,00
Sm	3,84	1,63	3,12	1,00	1,03	1,59	0,30	6,73	3,72	5,62	6,40
Eu	1,12	0,63	0,94	0,72	0,57	0,63	0,10	1,50	1,24	1,61	1,59
Gd	3,46	1,04	2,80	0,97	1,02	1,52	0,29	5,64	2,85	5,27	4,71
Tb	0,50	0,11	0,44	0,16	0,17	0,22	0,05	0,74	0,33	0,83	0,50
Dy	2,95	0,55	2,67	0,92	1,00	1,26	0,33	4,21	1,98	4,80	2,21
Ho	0,66	0,12	0,54	0,20	0,21	0,24	0,06	0,81	0,45	1,05	0,42
Er	1,86	0,34	1,48	0,53	0,60	0,71	0,18	2,30	1,33	2,93	1,14
Tm	0,28	0,06	0,23	0,08	0,09	0,11	0,03	0,31	0,21	0,40	0,18
Yb	1,80	0,37	1,37	0,57	0,58	0,67	0,15	1,95	1,40	2,62	1,10
Lu	0,28	0,06	0,20	0,09	0,09	0,10	0,02	0,28	0,20	0,40	0,17
Σ P3Э	110,3	77,6	60,4	19,5	21,5	49,6	6,31	153,6	135,1	92,26	203,8
La/Yb	8,4	35,8	4,7	3,9	4,2	10,8	5,4	8,95	14,5	2,8	28,9
Eu/Eu*	0,9	1,5	0,96	2,24	1,69	1,24	1,03	0,74	1,16	0,90	0,88
Rb	9,8	49,7	50,1	11,0	17,8	22,3		29,9	6,4	30,2	11,5
Sr	689,4	873,7	453,7	562,5	537,2	553,5		943	767,7	475,1	394,1
Y	18,2	3,3	14,1	5,5	6,0	7,1		22,0	11,3	28,2	10,9
Zr	81,4	129,1	33,2	6,6	15,7	22,5		196,4	704,9	117,5	388,6
Nb	6,2	2,3	2,4	0,4	1,0	2,0		6,2	3,9	5,4	1,5
Ba	285	924	206	133	86	314		856	382	250	900
Hf	2,02	2,82	0,91	0,23	0,43	0,56		4,22	12,57	2,87	9,15
Ta	0,34	0,06	0,14	<0,05	0,06	0,12		0,17	0,20	0,23	<0,05
Th	4,80	0,86	0,67	0,10	0,25	0,63		0,51	5,29	0,22	10,56
U	1,31	0,55	0,47	0,06	0,12	0,23		0,38	1,63	0,38	0,79



Окончание таблицы

№	Г-1128/12	Г-1133/11	Г-1134/2	Г-1137/2	Г-1144/3	Рт-0302/1	Рт-0304	Рт-0306/7А	Г-290/1	Г-1106/3	Г-1107/4
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	68,87	69,53	71,45	57,37	50,08	65,63	62,75	72,38	48,69	47,41	49,46
TiO ₂	0,30	0,30	0,27	0,35	0,45	0,43	0,75	0,28	0,68	0,03	0,31
Al ₂ O ₃	15,64	15,66	14,65	20,69	14,56	17,62	15,96	15,92	23,42	30,11	26,19
Fe ₂ O ₃	1,15	1,68	1,53	2,16	2,46	1,96	3,35	0,50	1,10	0,27	2,04
FeO	2,99	1,87	1,72	3,35	7,68	2,45	2,96	0,78	7,29	0,91	2,05
MnO	0,05	0,05	0,03	0,08	0,17	0,01	0,34	0,01	0,22	0,04	0,07
MgO	1,32	1,27	1,13	1,98	10,07	1,38	2,12	0,21	2,74	1,50	2,88
CaO	4,12	2,80	2,14	6,18	11,87	3,71	5,25	1,67	9,63	15,17	12,30
Na ₂ O	4,56	4,46	5,50	6,47	1,90	5,28	4,52	7,83	4,82	3,94	3,87
K ₂ O	0,84	2,29	1,48	1,12	0,70	1,25	1,76	0,32	1,19	0,59	0,82
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,10	0,24	0,06	0,26	0,23	0,09	0,21	0,03	0,01
La	30,41	32,67	52,21	30,50	10,80	25,63	35,41	11,78	20,31	5,45	14,53
Ce	56,49	57,74	104,56	56,95	22,67	50,29	72,64	39,76	44,23	9,84	29,45
Pr	6,56	6,36	11,69	6,74	2,96	5,96	8,66	5,68	5,48	1,08	3,59
Nd	26,12	21,00	46,00	25,00	12,30	22,00	33,00	24,00	22,30	3,82	14,03
Sm	5,27	3,28	8,56	4,20	2,68	3,43	6,08	4,56	4,60	0,80	2,81
Eu	0,93	0,88	1,18	1,20	0,79	0,94	1,33	1,00	1,57	0,33	0,83
Gd	5,01	2,83	6,98	3,03	2,54	2,67	5,06	3,16	3,74	0,58	2,35
Tb	0,77	0,41	0,97	0,39	0,39	0,36	0,63	0,41	0,62	0,09	0,39
Dy	4,87	2,38	5,32	2,10	2,49	1,92	3,61	2,27	3,65	0,60	2,31
Ho	1,08	0,54	1,02	0,38	0,51	0,39	0,75	0,41	0,80	0,12	0,48
Er	3,07	1,66	2,73	1,15	1,54	1,00	2,04	1,16	2,26	0,27	1,38
Tm	0,52	0,27	0,37	0,17	0,22	0,14	0,31	0,17	0,39	0,04	0,21
Yb	3,40	1,80	2,13	1,11	1,37	0,95	1,95	1,16	2,45	0,26	1,31
Lu	0,51	0,27	0,32	0,16	0,21	0,14	0,30	0,18	0,38	0,04	0,2
Σ PЗЭ	145,0	132	244	133	61,5	116	172	95,7	113	23,3	73,9
La/Yb	6,2	12,59	17,04	19,15	5,49	18,71	12,61	7,02	5,74	14,65	7,68
Eu/Eu*	0,55	0,87	0,46	1,02	0,91	0,95	0,73	0,80	1,15	1,49	0,98
Rb	17,5	89,01	36,36	22,24	16,43	29,75	35,25	9,36	30,13	43,81	70,87
Sr	364,5	313	233	1334	314	632	642	271	734	737	476
Y	30,6	15,51	27,59	11,15	14,19	10,80	21,05	10,74	22,73	3,34	14,93
Zr	248,4	184	185	276	58,48	117	184	191	834	64,05	82,22
Nb	10,6	8,11	7,26	4,51	2,85	16,13	12,18	12,20	7,29	2,76	6,54
Ba	254	705	341	485	139	660	927	86,62	303	138	237
Hf	5,93	4,50	4,33	6,89	1,47	2,72	4,35	4,99	14,90	2,64	2,85
Ta	0,60	0,40	0,26	0,23	0,14	0,80	0,58	0,86	0,18	0,06	0,15
Th	3,69	3,34	13,92	6,01	0,89	7,17	5,06	30,91	4,34	2,36	1,92
U	1,08	0,73	0,70	1,72	0,29	1,25	1,60	2,36	1,39	0,18	0,43

Примечание. Химические анализы пород, выполненные в ИГАБМ СО РАН (Якутск), пересчитаны на 100 % без учета летучих. PЗЭ и другие элементы в г/т определены в ИГМ СО РАН (Новосибирск) методом LA-ICP-MS. La/Yb, Eu/Eu* нормализованы по хондриту (Sun, MsDonough, 1989). Породы комплекса названы по соответствию их химических составов составам интрузивных пород по (Классификация..., 1981). Габбро – 1, 3, 4, 5, 6, 10, 16, 20; гипербазит – 7; анортозит и габброанортозит – 21, 22; кварцевые диориты – 8, 9, 15, 18; тоналиты и трондьемиты – 2, 11, 12, 13, 14, 17, 19.



ИСТОРИЧЕСКИЕ КОЛЛЕКЦИИ РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИГЕМ РАН

Богатиков О.А., Докучаев А.Я., Кулаков Ф.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия*

В Рудно-петрографическом музее (РПМ) ИГЕМ РАН отражена история Геологического (Геологического и Минералогического) музея имени Петра Великого Императорской Академии наук и Геологического музея Петра Первого АН СССР.

В 1714 году, в связи с переводом столицы из Москвы в Санкт-Петербург, были перевезены и размещены в Летнем дворце личные коллекции Петра I и библиотека. Принято считать, что в этот год была основана Кунсткамера. В то же время по распоряжению Петра I в Данциге у доктора медицины Кристофа Готтвальда была приобретена коллекция минералов (1195 образцов), в 1716 году перевезенная в Петербург.

В 1718 году в указах Петра I было предписано сдавать за плату в Петербургскую Кунсткамеру *«камения необыкновенные, ... все, что зело старо и необыкновенно»*. В результате, коллекция К. Готтвальда, дополненная образцами российских месторождений, послужила началом Минеральному кабинету Кунсткамеры, открытому в 1719 году для публики в Кикиных палатах.

В 1745 году Академией наук были изданы каталоги, составленные Иоганном Георгом Гмелиным и Михаилом Васильевичем Ломоносовым: *«Они содержат въ себѣ 3030 нумеровъ и представляютъ весь составъ тогдашней академической коллекциѣ, образовавшейся чрезъ соединеніе въ одно собраніе всѣхъ сдѣланныхъ до той поры приобрѣтений»*.

К середине XVIII века коллекция образцов Минерального кабинета (Минералогического отдела) насчитывала уже более 10 тысяч образцов. Академик Василий Михайлович Севергин, возглавлявший в то время Минеральный кабинет Кунсткамеры, превращает коллекцию в научное собрание и составляет путеводитель для посетителей – *«Краткую опись Минеральному Кабинету Императорской Академіи наукъ, по новому онаго расположенію въ 1820 году»*: *«... цѣль сей описи есть та, чтобъ служить путеводителемъ при обозрѣніи Академическаго Минеральнаго Кабинета, и указателемъ мѣсть, гдѣ какую вещь преимущественно искать должно. Наконецъ, опись сія представляетъ, хотя краткій, но вѣрный отчетъ о богатствѣ, изящствѣ и вообще о нынѣшнемъ состояніи Минеральнаго Кабинета Императорской Академіи Наукъ»*. В 1821 году экспозиция была доступна для обозрения в зале нижнего этажа Кунсткамеры; ныне в РПМ ИГЕМ РАН хранятся экспонаты из этой экспозиции: «бразильский упругий камень» - итаколумит; ледниковый лабрадоритовый валун с Волковского кладбища Санкт-Петербурга, дар императора Александра I; базальтовый «столб» (столбчатая отдельность) из графства Антрим (Северная Ирландия), дар короля Великобритании Георга III.

В юбилейном издании «Летопись Кунсткамеры», посвященном 300-летию ее основания, приведена запись от 14 ноября 1834 года: *«Е.И. Паррот ознакомил с коллекцией образцов лавы с Везувия (292 экз.), присланной ученым-естествоиспытателем Ванотти из Неаполя. Решено благодарить Ванотти»*. Ныне коллекция продуктов датированных (начиная с 79 года) извержений вулкана Везувий Карла Ванотти (292 образца и ведомость к ним), а также коллекция датированных (начиная с 1535 года) лавовых потоков вулкана Этна, собранная Марио Джемелларо (186 образцов), хранятся в Рудно-петрографическом музее ИГЕМ РАН.



В 30-е годы XIX века на основе коллекций Кунсткамеры было создано семь самостоятельных академических музеев – Этнографический, Анатомический, Азиатский, Египетский, Зоологический, Ботанический, Минералогический и Кабинет Петра I.

В 1836 году был выделен «Минералогический музей Императорской Академии наук», насчитывающий уже около 20 тысяч образцов из месторождений России и других стран, в том числе коллекционные собрания частных лиц, материалы выдающихся российских северных и кругосветных экспедиций.

Своего расцвета Минералогический музей достиг в 1874-1900 годы, когда его директором был акад. Фёдор Богданович (Фридрих Карл) Шмидт.

В 1898 году Минералогический музей Имп. АН был переименован в Геологический музей Имп. АН (с 1900 по 1914 гг. директором музея был акад. Феодосий Николаевич Чернышёв).

Этот период истории Геологического музея Имп. АН наиболее ярко отражен в экспозициях Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН. В это время были организованы выдающиеся, имевшие государственное значение полярные экспедиции: А.А. Бунге и Э.В. Толя (Толля) (1884-1886 гг.) в районы систем рек Яны, Индигирки и Колымы и на Ново-Сибирские острова (экспедиция Академии наук под № 131); Э.В. Толя (Толля) и Е.И. Шилейко (1892-1894 гг.) на Ново-Сибирские острова и побережье Ледовитого океана от Святого Носа до Хатангской губы (экспедиция Академии наук под № 134); Русско-шведской экспедиции по градусным измерениям на островах Шпицбергена (1898-1901 гг.) под руководством акад. Ф.Н. Чернышёва (экспедиция Академии наук под № 141), Русской Полярной экспедиции (1900-1902 гг.) под руководством барона Эдуарда Васильевича Толля (последняя экспедиция Академии наук XIX века под № 142); Ф.Б. Шмидт и Ф.Н. Чернышёв были инициаторами проекта Мурманской железной дороги и многих других (документы, хранящиеся в архиве Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН).

Только двум музеям бывшей Кунсткамеры было присвоено имя Петра Великого. В декабре 1902 года, по случаю 200-летия города Санкт-Петербурга, Музею антропологии и этнографии было присвоено имя Петра Великого, его действительного основателя. 1 марта 1903 года *«Геологическому Музею Высочайше присвоено наименование: “Геологический музей имени Петра Великого”»*.

В 1906 году произошло разделение Геологического музея на независимые геологическое и минералогическое отделения. Минералогическое отделение возглавил акад. Владимир Иванович Вернадский; заведующим геологическим отделением и общим руководителем Музея стал акад. Ф.Н. Чернышёв.

В 1908 году акад. В.И. Вернадский начал создавать фундаментальную *«Систематическую петрографическую коллекцию Геологического музея имени Петра Великого Императорской Академии Наук»*, составляющую основной фонд современного Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН. Первыми в коллекции были образцы, собранные В.И. Вернадским в окрестностях Христиании (Осло, Норвегия).

В 1912 году, в связи с углубившейся специализацией отделений, Музей был переименован в Геологический и Минералогический музей имени Императора Петра Великого Имп. АН (Г.иМ.М.И.А.Н.). В РПМ ИГЕМ РАН архивные дела с печатью Г.иМ.М.И.А.Н. (на русском и немецком языках) хранятся и переводятся в электронный формат.

В 1925 году, в год празднования Академией наук своего двухсотлетия, произошло разделение Г.иМ.М.И.А.Н. на два самостоятельных музея: Геологический музей (ГМ) Петра Первого АН СССР (директор – акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг) и Минералогический музей (ММ) Петра Первого АН СССР (директор – акад. А.Е. Ферсман) (постановление ФМО АН СССР от 7 октября 1925 г.).



В пополнении коллекций ГМ Петра Первого АН СССР большую роль сыграла Комиссия по изучению естественных производительных сил России (КЕПС), организованная под руководством акад. В.И. Вернадского в 1915 году. В частности, в РПМ ИГЕМ РАН хранится коллекция образцов экспедиции Франца Юльевича Левинсон-Лессинга 1924-1929 гг. по изучению вулканической группы Карадага и карадагских трассов в Крыму (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг возглавлял Отдел каменных строительных материалов КЕПС).

В 1930 году, в связи с реорганизацией АН, ММ Петра Первого АН СССР был преобразован в Минералогический институт (директор – акад. А.Е. Ферсман). На базе коллекций ГМ Петра Первого АН СССР возникли три института - Геологический (ГИН, директор – акад. В.А. Обручев), Палеозоологический (директор – акад. А.А. Борисяк) и Петрографический (ПЕТРИН, директор – акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг). В этом же году геологические коллекции и архивы Петрографического отдела ГМ Петра Первого АН СССР были переданы в Петрографический институт имени Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (ПЕТРИН), а выставочная часть была реорганизована в Петрографический музей ПЕТРИНА.

На базе Северодвинской палеозоологической галереи и палеонтологических коллекций ГМ Петра Первого был создан Палеозоологический институт АН СССР (ныне – Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН), при котором в 1937 году был открыт музей – ныне один из крупнейших в мире Палеонтологический музей им. Ю.А. Орлова.

В октябре 1932 г. ленинградские Геохимический институт АН СССР, Минералогический институт АН СССР и Кристаллографическая лаборатория были преобразованы в Институт геохимии, минералогии и кристаллографии им. М.В. Ломоносова (ЛИГЕМА). В составе ЛИГЕМА (директор – акад. А.Е. Ферсман) возник ряд отделов-секторов, в том числе Музея.

После переезда ЛИГЕМА из Ленинграда в Москву 25 апреля 1934 года, современный ИГЕМ РАН располагается по адресу: Старомонетный переулок, дом 35; Рудно-петрографический музей занимает парадный павильон этого здания.

В 1937 г. ЛИГЕМ, ПЕТРИН и ГИН были объединены в Институт Геологических наук (ИГН АН СССР). Постановлениями Президиума АН СССР, в ноябре 1955 года ИГН АН СССР был разделен на два института – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР и Геологический институт (ГИН) АН СССР, а Геологический музей ИГН АН СССР (ранее ГМ Петра Первого АН СССР) в январе 1956 года вошел в структуру ИГЕМ как Петрографический музей на правах кабинета. Коллекции Геологического музея ИГН АН СССР перешли в ИГЕМ АН СССР и стали его научной основой.

Совместно с акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессингом (и после его кончины в 1939 г. в Ленинграде) комплектацией коллекций ГМ Петра Первого АН СССР, Петрографического музея при ПЕТРИН АН СССР, ИГН АН СССР и ИГЕМ АН СССР занимались его сотрудники, акад. Дмитрий Степанович Белянкин и к.г.-м.н. Маргарита Карловна Бельштерли.

Д.С. Белянкин, начиная с 1925 г., руководил Отделом петрографии ГМ Петра Первого АН СССР, а с 1930 г. был заместителем директора ПЕТРИН АН СССР в Ленинграде. В 1934 г. Д.С. Белянкин переехал в Москву; с 1943 по 1945 гг. он руководил петрографическим отделом ИГН АН СССР, а с 1945 по 1947 гг. был директором этого института. С 1948 по 1952 гг. Д.С. Белянкин был директором Минералогического музея АН СССР.

М.К. Бельштерли руководила Петрографическим музеем ИГЕМ АН СССР в период с 1950 по 1959 гг.; до этого, начиная с 1938 г., М.К. Бельштерли была старшим научным сотрудником отдела петрографии ПЕТРИН.

Пополнение коллекций Геологического музея ИГН АН СССР (с 1955 года – Петрографического музея ИГЕМ АН СССР) происходило за счет каменного материала,



собранного во время геологических экспедиций сотрудниками ИГН АН СССР и ИГЕМ АН СССР.

Во многом благодаря Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, Д.С. Белянкину и М.К. Бельштерли в РПМ ИГЕМ РАН сохранились коллекции и архивные материалы, отражающие деятельность научных подразделений ГМ Петра Первого АН СССР в 1925-1930 гг.: Отдела Сибирских коллекций (заведующий – Н.А. Кулик), Отделов Петрографии и Введения в геологию (заведующий – Д.С. Белянкин), Отдела Центральной Азии (заведующий – И.П. Рачковский), Отдела Полярных стран (заведующий – П.В. Виттенбург), Отдела Сибирских коллекций (заведующий – Р.Ф. Геккер), Собрания каменных строительных материалов из коллекций КЕПС, Собрания коллекций по Введению в геологию, Библиотеки Геологических наук (заведующий – П.В. Виттенбург).

В РПМ ИГЕМ РАН экспонируются приборы из ПЕТРИН АН СССР – универсальные столики системы Е.С. Фёдорова; двукружный отражательный гониометр конструкции Эйльхарда Митчерлиха (фирма Stoe & Cie., Гейдельберг, Германия, нач. XX в.); спектроскоп-гониометр (фирма Franz Schmidt & Naensch, Берлин, нач. XX в.) и др.

В экспозициях и документах РПМ ИГЕМ РАН отражена деятельность Постоянной Полярной комиссии (председатель – А.И. Толмачёв), Комиссии по исследованию Якутской АССР (председатель – А.Е. Ферсман), Комиссии Экспедиционных исследований (председатель – А.Е. Ферсман), Постоянной Комиссии по изучению естественных производительных сил (КЕПС) (председатель – В.И. Вернадский), а также Отдела Каменных строительных материалов КЕПС (руководитель – Ф.Ю. Левинсон-Лессинг) (см. Отчеты о деятельности Академии наук СССР за 1925-1929 гг.).

Со времени своего основания, тематика научных исследований ИГЕМ РАН и коллекций его Петрографического музея значительно расширилась (поступили материалы глубокого и сверхглубокого континентального научного бурения в СССР, лунный грунт, уникальные образцы руд Мирового океана и др.), и в 1993 г. музей был переименован в Рудно-петрографический музей ИГЕМ РАН.

Систематическая коллекция современного РПМ ИГЕМ РАН уникальна – она является результатом развития представлений о классификации магматических горных пород. В ней имеются образцы выдающихся исследователей, передававшиеся в музей в разное время. Эти образцы хранятся как в фондах музея, так и представлены в систематической коллекции (и экспозициях) музея. Например, образец андезита в систематической коллекции был отобран А.Ф. Постельсом в Петропавловской бухте Камчатки во время российского кругосветного плавания под командованием капитана Ф.П. Литке на военном шлюпе «Сенявин» (1826-1829 гг.); базальты, диабазы и тешениты из коллекции Русской Полярной экспедиции Э.В. Толля (район Новосибирских островов, 1902 г.) были обнаружены на острове Беннетта в ходе спасательной операции лейтенантом А.В. Колчаком. Значительную часть систематической коллекции составляют образцы Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Д.С. Белянкина, О.А. Богатикова, П.И. Лебедева, В.П. Петрова, а также образцы многих выдающихся ученых-геологов – В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, С.В. Обручева, А.Н. Заварицкого, Д.С. Коржинского и др.

В советский период систематическая коллекция пополнялась усилиями сотрудников ИГЕМ РАН, в первую очередь, лаборатории Петрографии. В настоящее время в систематической коллекции насчитывается 415 образцов, собранных в результате работ более 100 исследователей в различных районах Земли. Все образцы имеют химические анализы и шлифы, занесены в электронную Базу данных.

Создается интерактивный каталог образцов РПМ ИГЕМ РАН и структурных подразделений института (работа проводится, в первую очередь, в сотрудничестве с лабораторией Петрографии). Координация петрографических и петрологических исследований в России осуществляется Межведомственным петрографическим комитетом при ОНЗ РАН (МПК) (председатель – чл.-корр. РАН А.В. Самсонов), базирующимся в



ИГЕМ РАН. Петрографические открытия продолжаются и, соответственно, дополняется и совершенствуется систематическая петрографическая коллекция в РПМ ИГЕМ. В связи со специализацией РПМ, его деятельность координируется также Научным советом по проблемам рудообразования (НСПР) при ОНЗ РАН (председатель – акад. Н.С. Бортников), также базирующимся в ИГЕМ РАН.

В настоящее время фонды музея насчитывают около 50 тысяч единиц хранения, включая шлифы и аншлифы. Главные типы пород и руд, систематическая коллекция, а также редкие и уникальные образцы демонстрируются в 50 экспозициях, хотя музей сравнительно небольшой (площадь помещения составляет всего 147 кв. м.).

Экспозиции музея предназначены, прежде всего, для специалистов в области петрографии, но играют важную роль и в образовательном процессе, в частности, для курсов лекций студентам геологических специализаций ВУЗов.

Из обменного фонда Рудно-петрографического музея проводится комплектация библиотек и учебных коллекций для преподавания основ геологии в школьных геологических кружках и музеях, а также факультативных занятий по углубленному изучению в области географии, природоведения и природопользования

Заключены соглашения о партнерстве ИГЕМ РАН (и РПМ) более чем с тридцатью учреждениями высшего, среднего образования и культуры города Москвы, с частными общеобразовательными учреждениями, с ведущими музеями и научно-исследовательским институтами России и бывшего СССР.

Совместно с ИГЕМ РАН, в 2020 году РПМ отмечает 90-летие своего официального основания. В текущем году музей отмечает также 200-летний юбилей своим экспонатам, вошедшим в «Краткую опись Минеральному Кабинету Имп. АН» В.М. Севергина (1820 г.).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТИКШЕОЗЕРСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Богина М.М.¹, Беляцкий Б.В.², Чистяков А.В.¹, Крымский Р.²

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

²*Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Центр изотопных исследований,
Санкт-Петербург, Россия, bbelyatsky@mail.ru*

Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс (24 км²) расположен на северо-западной окраине Карельского кратона и имеет возраст 1.99 млрд лет (Tichomirowa et al., 2011 и др.). Комплекс состоит из трех фаз: ультраосновные-основные породы нормальной серии (дуниты, верлиты, пироксениты, габбро), щелочные породы (фоидолиты, щелочное габбро, нефелиновые сиениты), и карбонатиты. В карбонатитовой брекчии присутствуют обломки всех пород, но соотношения между двумя остальными фазами неизвестно.

Спектры РЗЭ ультрамафит-мафитовой серии характеризуются слабым фракционированием и обеднением ЛРЗЭ, за исключением габброидов ((La/Yb)_N = 2.62–5.6; (La/Sm)_N = 0.61–1.65; (Gd/Yb)_N = 2.45–2.95)). Щелочные породы демонстрируют фракционированные спектры РЗЭ, с сильным обогащением ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ((La/Yb)_N = 12.19–27.50; (La/Sm)_N = 1.54–4.31 и (Gd/Yb)_N = 3.62–5.47).

Практически все силикатные породы характеризуются узкими вариациями начальных ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений 0.7019–0.702942, за исключением более радиогенных значений 0.704166–0.704964 в нефелиновых сиенитах. Значения εNd во всех породах положительные,

варьируются от +0.75 до 3.2. При этом корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не наблюдается. Начальное отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ варьирует от 0.2815 до 0.2816, при ϵHf от +2.25 до 3.33. На диаграмме $\epsilon\text{Hf}(t)$ - $\epsilon\text{Nd}(t)$ изученные породы попадают в поле OIB источника (рис. 1). Сиениты отличаются от остальных пород отрицательными значениями ϵHf -0.94 и -1.09, и смещены на данной диаграмме в поле нижней коры. Анализ свинцовой изотопной системы показал, что породы характеризуются сильно нерадиогенными начальными Pb изотопными составами и формируют компактный кластер вблизи эволюционной кривой Стэси-Краммерса (Stacey, Kramers, 1975), за исключением ийолита и щелочного габбро с нарушенными изотопными системами на диаграммах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2).

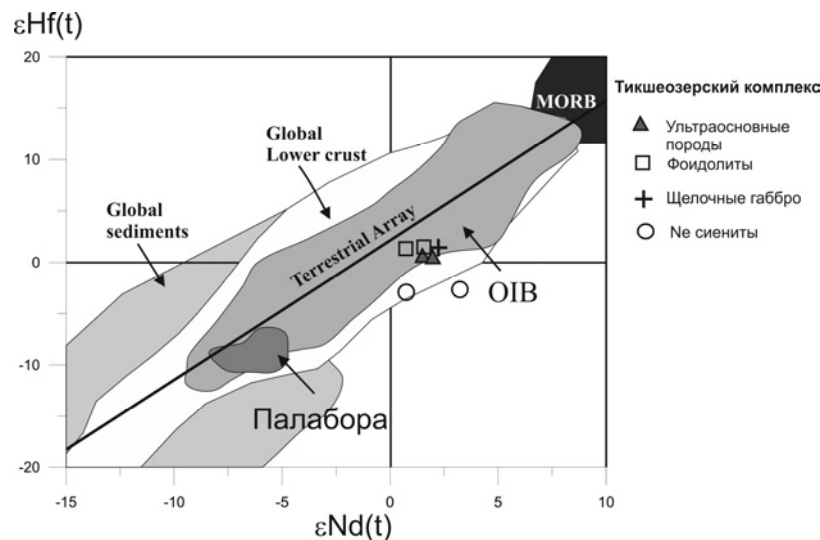


Рис. 1. Hf-Nd изотопная диаграмма для пород Тикшеозерского массива. Поле массива Палабора взято из (Wu et al., 2011).

Анализ спектров РЗЭ выявил, что изученные силикатные породы характеризуются резко различным наклоном РЗЭ и не могли быть фракционатами единой магмы, если только породы не испытали коровой контаминации. Однако, начальные отношения Sr, Nd, и Hf в породах свидетельствуют об отсутствии существенной коровой контаминации. Добавление корового материала практически бы не изменило Sr-Nd-Hf изотопный состав обогащенных щелочных пород, но должно было изменить изотопный состав ультраосновных пород, обедненных ЛРЗЭ и КИЛЭ, что не наблюдается. В тоже время, незначительный коровый вклад можно определить, используя изотопный состав свинца. На диаграмме $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2), точки изученных пород смещены незначительно вверх относительно линии Stacey-Kramers (1975), в поле нижнекорового источника, что предполагает некоторый вклад нижней коры в их формирование. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки изученных пород попадают в поле субконтинентальной литосферной мантии, как и протерозойские лампрофиры Гренландии, для которых вклад этого источника был доказан.

Таким образом, ультрамафит-мафитовые и щелочные породы Тикшеозерского комплекса перекрываются по изотопному составу для всех изученных изотопных систем и, следовательно, были сформированы из единого или изотопно близких источников, при незначительном коровом вкладе. Однако существенная разница в их редкоэлементном составе предполагает их формирование при разных условиях. Опираясь на эти выводы, можно предположить, что формирование пород комплекса было связано с последовательным двухстадийным плавлением плюма.

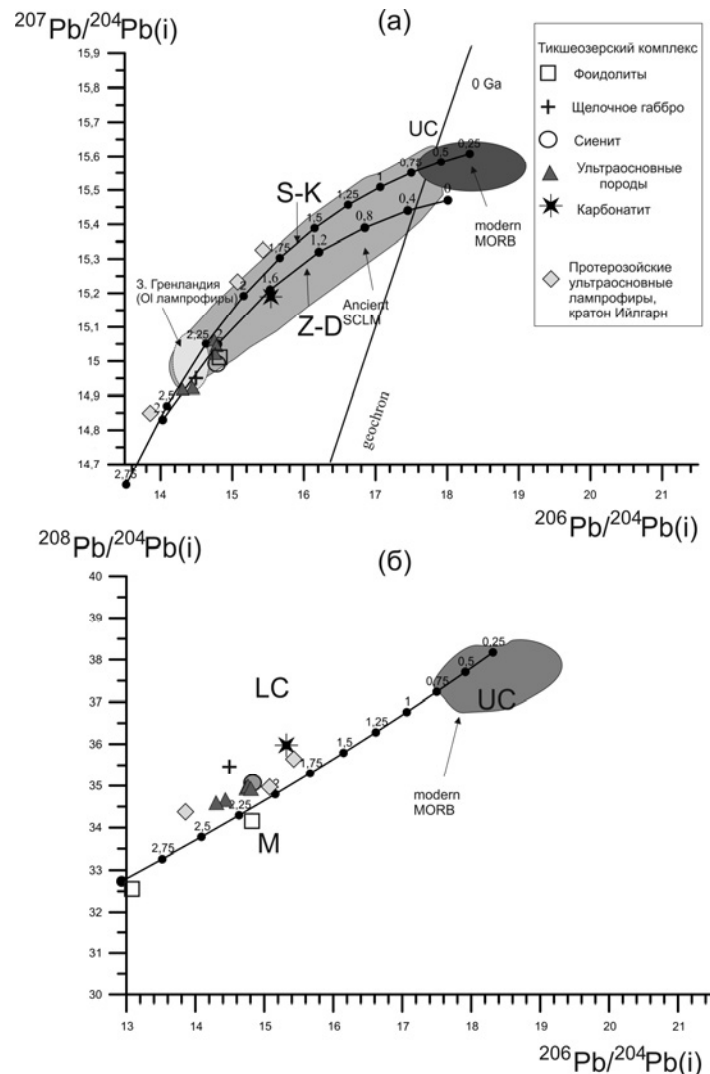


Рис. 2. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) изотопные диаграммы для пород Тикшеозерского массива в сравнении с протерозойскими ультраосновными лампрофирами кратона Ийлгарн (Choi et al., 2020) и Западной Гренландии (Tarpe et al., 2008). Поле древней субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) по (Tarpe et al. 2008). Кривая изотопной эволюции свинца (S-K) по (Stacey, Kramers, 1975). Изотопная эволюция свинца в мантийном резервуаре (Z-D) по (Zartman and Doe, 1981).

На первой стадии, низкие степени плавления на большой глубине привели к генерации исходных расплавов для щелочных пород с извлечением в них несовместимых элементов. Дальнейший подъем плюма и увеличение температуры привели к плавлению при более высоких степенях того же источника уже обедненного несовместимыми элементами, и, соответственно, образованию расплавов деплетированной ультраосновной-основной серии. Эти процессы, по-видимому, сопровождалось взаимодействием с субконтинентальной литосферной мантией, что нашло отражение в изотопном составе Pb. Аналогичная эволюционная последовательность была выявлена в провинции Парана-Этендека, где под действием плюма в результате низких степеней плавления сначала был активирован щелочной магматизм, и только потом толеитовый, с интервалом во времени 6 млн лет (Gibson et al., 2006).

Тезисы сделаны в рамках бюджетной темы ИГЕМ РАН (тема № 121041500222-4).



Литература:

Choi, E.; Fiorentini, M.L.; Giuliani, A.; Foley, S.F.; Maas, R.; Graham, S. Petrogenesis of Proterozoic alkaline ultramafic rocks in the Yilgarn Craton, Western Australia // *Gondwana Res.* 2021, V. 93. P. 192–217.

Gibson S.A., Thompson R.M., Day, J.A. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Parana-Etendeka large igneous province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 251. P. 1–17.

Stacey J.S., Kramers, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.

Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A. Between carbonatite and lamproite-diamoniferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. P. 3258–3286.

Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Gerdes A., Götze J., Schulz B., Belyatsky B.V. Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: Evidence from U–Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia // *Chem. Geol.* 2013. V. 353. P. 173–198.

Wu F.U., Heng Yue-Heng, Li Q.Li, Mitchell R.H., et al. In situ determination of U–Pb ages and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the petrogenesis of the Phalaborwa carbonatite complex, South Africa // *Lithos.* 2011. V. 127. P. 309–322.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics.* 1981. V. 75. P. 135–162.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ МАЛОБАННОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (КАМЧАТКА)

Бойкова И.А.

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

Интрузивные образования позднемиоценового возраста широко распространены на территории Центральной и Юго-Восточной Камчатки, с ними связаны месторождения эпитермальной золото-серебряной формации (Петренко, 1999).

Интерес к Малобанному интрузивному комплексу обусловлен пространственной приуроченностью к нему эпитермального рудного и геотермального месторождений (Краевой и др., 1976; Рычагов и др., 2015). Но вопросы генетической взаимосвязи магматических, геотермальных и рудообразующих процессов в этом районе остаются открытыми в связи со сложным строением геологического разреза. Задача наших исследований заключалась в изучении состава и фациальной принадлежности отдельных тел, слагающих, по-видимому, единый интрузивный массив (рис. 1).

В геологическом плане массив представляет собой штокообразное тело общей мощностью 2 км², вытянутое вдоль левого борта р. Банной до приустьевой части р. Малый Ключик и в тектоническом отношении приуроченное к глубинному разлому северо-западного направления, что подтверждается данными магнитотеллурического зондирования (Мороз и др., 2017).

Породы комплекса прорывают и ороговиковывают вулканиты березовской свиты, с вулканитами алнейской серии контакты пологие, нечеткие из-за наложения гидротермальных процессов. Имеющиеся сведения о составе данного интрузива неоднозначны, одни исследователи относят его к кварцевым диорит-порфирирам и сиенитам, другие к апофизам гранодиоритов Толмачевского долгоживущего магматического центра (Нурмухамедов, 2017).

В результате проведенных работ была установлена изменчивость состава и структурно-текстурных особенностей в зависимости от условий формирования пород.

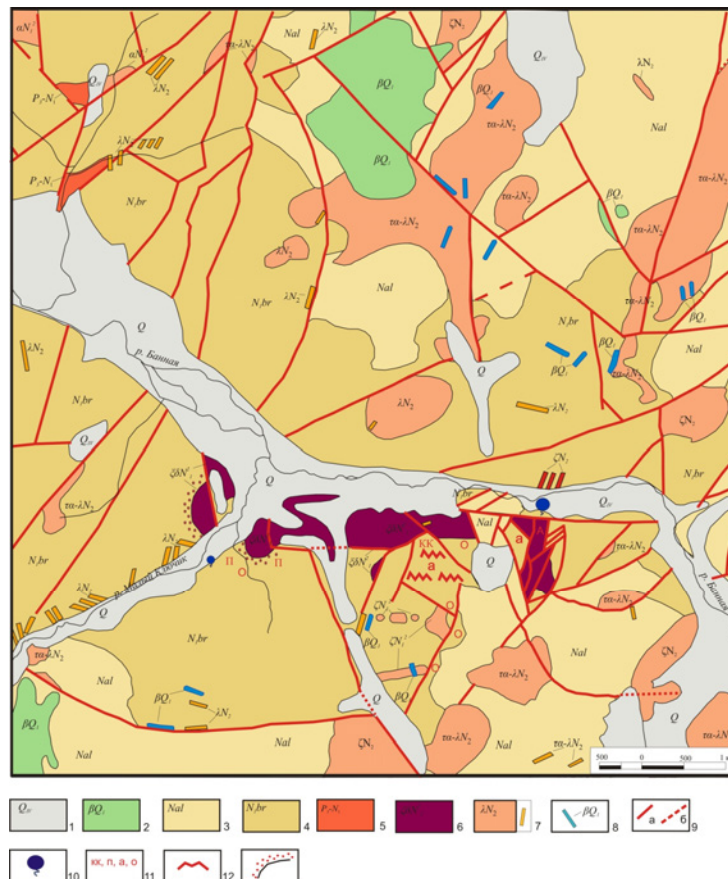


Рис. 1. Геологическая карта района работ (составлена на основании обобщения результатов геологической съемки масштаба 1:50000, Е.А Лоншаков). Четвертичные отложения: 1– Q – четвертичные рыхлые отложения, не расчлененные, 2 – βQ_1 – базальты, андезибазальты, андезиты и их агломераты, шлаки, туфы. Поздний миоцен-средний плиоцен: 3 – Nal_1 – игримбриты, туфы, липариты, дациты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Средний миоцен: 4 – $Nibr$ – андезиты, дациты, андезибазальты, туфы, игнимбриты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники. Олигоцен-нижний миоцен: 5 – p_3-N_1 – песчаники, алевролиты. Миоценовые интрузивные и субвулканические тела: 6 – $\zeta\delta N_2^1$ – сиенито-диориты. Плиоценовые субвулканические тела экструзии и дайки: 7 – λN_2 – не расчлененные: трахиандезиты-липариты ($\tau\alpha-\lambda$), дациты (ζ), 8 – βQ – нижнечетвертичные дайки базальтов. 9 – разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые. 10 – Большие и Малые Банное источники. 11 – гидротермально-метасоматические изменения пород: а – адуляр-кварцевые метасоматиты; о – кварцевание; n – пиритизация; кк – кварц-карбонатные гидротермальные жилы. 12 – гидротермальные жилы. 13 – контактовые роговики.

Гипабиссальные разности представлены преимущественно диоритами меланократовыми, среднекристаллическими, неравномернозернистыми с порфировой структурой и мелкозернистой основной массой. Количественный минеральный состав: плагиоклаз – 55–60 %, пироксен – 18–20 %, роговая обманка – 8–10 %, кварц – 2–6 %, калиевый полевой шпат (КПШ) – 0–5 %, биотит – 2–4 %, акцессорные – до 3–4 %. Размер кристаллов варьирует от 0,8 до 2,5 мм. В зависимости от содержания кварца и КПШ, породы переходят в кварцевые диориты и гранодиориты. В гранодиоритах количественный минеральный состав следующий: плагиоклаз – 55–60 %, кварц – 20 %, КПШ – 15 %, темноцветные минералы – 10 – 15 %, акцессорные – доли %. Качественное отличие от диоритов состоит в значительно большем содержании КПШ и кварца, и меньшем темноцветных минералов, а также несколько более кислом составе плагиоклаза (андезин).

Диориты и гранодиориты связаны взаимопереходами, обусловленными лишь незначительными вариациями количественного минерального состава.

Апикальные части массива и дайки имеют внешне типичный андезитовидный облик. Промежуточное положение в центральной зоне массива (относительно его положения в плане) занимают порфировидные монзониты и кварцевые монзониты с содержанием мелкокристаллических равномернозернистых разностей. Ассоциация породообразующих минералов здесь характеризуется следующими количественными соотношениями: плагиоклаз – 45–70 %, КПШ – 20–25 %, кварц 3–5 %, темноцветные – 3–5 %, ильменит – 1 %, сфен и апатит – доли процента.

Более верхние «горизонты» массива, вскрывающиеся в приустьевой части руч. Малый Ключик, представлены габбродиоритом и габбро роговообманково-пироксеновым с гипидиоморфнозернистой структурой и более меланократовым минеральным составом со следующими количественными соотношениями: плагиоклаз – 55 %, темноцветные минералы (роговая обманка, пироксен, биотит, ильменит) – 20 %, КПШ – 15 %, кварц – 5 % апатит – доли %. На рисунке 2 приведена классификационная диаграмма Малобанного интрузивного комплекса (Петрографический кодекс, 2009).

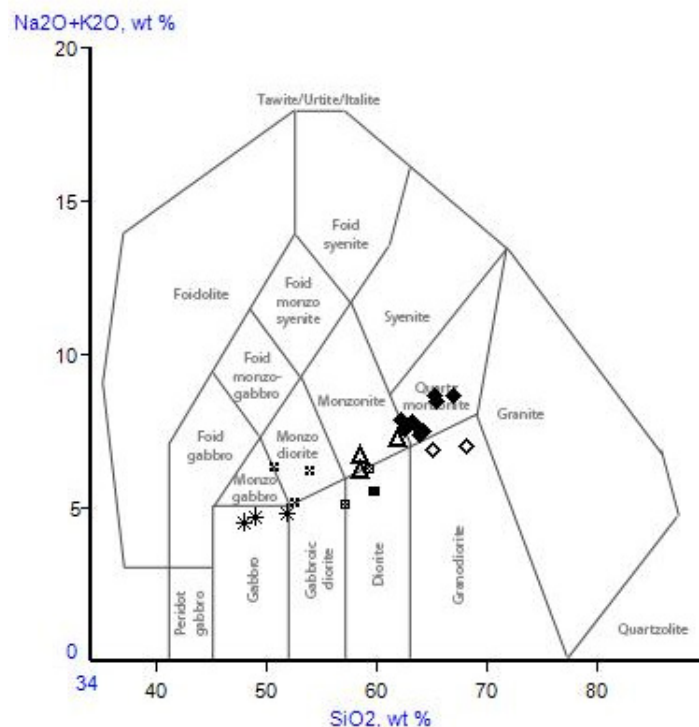


Рис. 2. Классификационная диаграмма Малобанного интрузивного комплекса (Middlemost, 1985).

Дайковая фация представлена андезитами, андезидацитами плиоценового (миоценового?) возраста, по первичному составу близких к наименее раскристаллизованным разностям диоритов.

Породы интрузива в значительной степени изменены с образованием хлорит-эпидотового типа с характерной минерализацией: эпидот, хлорит, альбит, кварц, пирит, гидроокислы железа, гидрослюда, монтмориллонит. Эпидот замещает вкрапленники темноцветов и плагиоклаза. Содержание его в породе колеблется от долей % до 30 %. Альбитизация плагиоклаза проявляется интенсивно и часто плагиоклаз полностью альбитизирован. За редким исключением, вместо альбита по плагиоклазу развивается олигоклаз. Темноцветные минералы, как правило, замещаются хлоритом, кварц-монтмориллонитовым агрегатом, пиритом.



Проведенные петрографо-минералогические и петрогеохимические исследования Малобанного интрузива показали его сложное строение, характеризующееся сменой крупнозернистых разновидностей центральной части массива мелкокристаллическими и порфирированными – в эндоконтакте. Породы представлены: габбро с содержанием SiO_2 от 48 % до 57,17 %; монцодиоритом, монцонитом, кварцевым монцонитом с содержанием SiO_2 от 50,79 % до 67,86 %; диоритом, гранодиоритом с содержанием SiO_2 от 59,76 % до 68,67 %. Породы относятся к нормальному и умеренно-щелочному ряду, высококаалиевой известково-щелочной серии.

Литература:

Краевой Ю. А., Коваленко В. Я., Евтухов А. Д. Больше-Банная гидротермальная система на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 246–253.

Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинная геоэлектрическая модель Больше-Банной гидротермальной системы на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 51–61.

Нурмухамедов А.Г. Банные и Карымчинские гидротермальные системы – источники энергии на юге Камчатки // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: Горная книга, 2017. №12. С. 347–367.

Петренко И.Д. Золото-серебрянная формация Камчатки / И. Д. Петренко; Ком. природ. ресурсов по Камчат. обл. и Коряк. автоном. окр. - Петропавловск-Камчатский: Изд-во С.-Петербур. картогр. ф-ки ВСЕГЕИ, 1999. – 115 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Отв. ред. Шарпенко Л.П. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.

Yagodninskaya-Bannaya Hydrothermal-Magmatic System: A Geological-Geochemical Model and Importance for Socio-Economic Development of Russia's Kamchatka Krai // Sergey N. Rychagov, Irina A. Boykova, Elena I. Sandimirova // Proceedings World Geothermal Congress. 19-24 April 2015 Australia – New Zealand.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Брусницын А.И.

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия, brusspb@yandex.ru*

Стратиформные залежи обогащенных марганцем пород широко распространены в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах разного возраста и степени регионального метаморфизма. Минералогические исследования таких пород позволяют решить две взаимосвязанные задачи: реконструировать состав исходных отложений и оценить РТХ–условия их постседиментационных преобразований. Такие работы проведены нами на примере нескольких десятков марганцевых месторождений Пай-Хоя, Полярного, Среднего и Южного Урала, Центрального Казахстана и Южной Сибири. Главные результаты сводятся к следующим.

1. В исходных металлоносных отложениях марганец накапливался преимущественно в форме оксидов $\text{Mn}^{3+}/\text{Mn}^{4+}$, как это имеет место в современных океанах. Дальнейшие процессы постседиментационного минералообразования во многом контролировались содержанием в осадках реакционноспособного органического вещества (ОВ). Деструкция ОВ создает восстановительную обстановку (с низкой f_{O_2} и высокой f_{CO_2}). В таких условиях исходные оксиды марганца замещаются гаусманнитом, родохрозитом и многочисленными силикатами Mn^{2+} (тефроитом, родонитом, минералами групп гумита, граната, пироксенов, амфиболов, серпентина, хлорита, стильпнозелана, слюд и др.). Среди последних особенно важен тефроит, как индикатор низкой фугитивности кислорода (рис. 1). При высокой f_{CO_2}

гаусманнит и силикаты марганца полностью вытесняются родохрозитом. Наоборот, отсутствие ОВ способствует поддержанию окислительных условий (с высокой f_{O_2} и низкой f_{CO_2}), при которых исходные оксиды марганца трансформируются в браунит – минерал Mn^{3+} , являющийся главным маркером высокой фугитивности кислорода. Браунит может сосуществовать с гаусманнитом, родонитом, марганцевыми пироксенами, амфиболами, слоистыми силикатами и карбонатами.

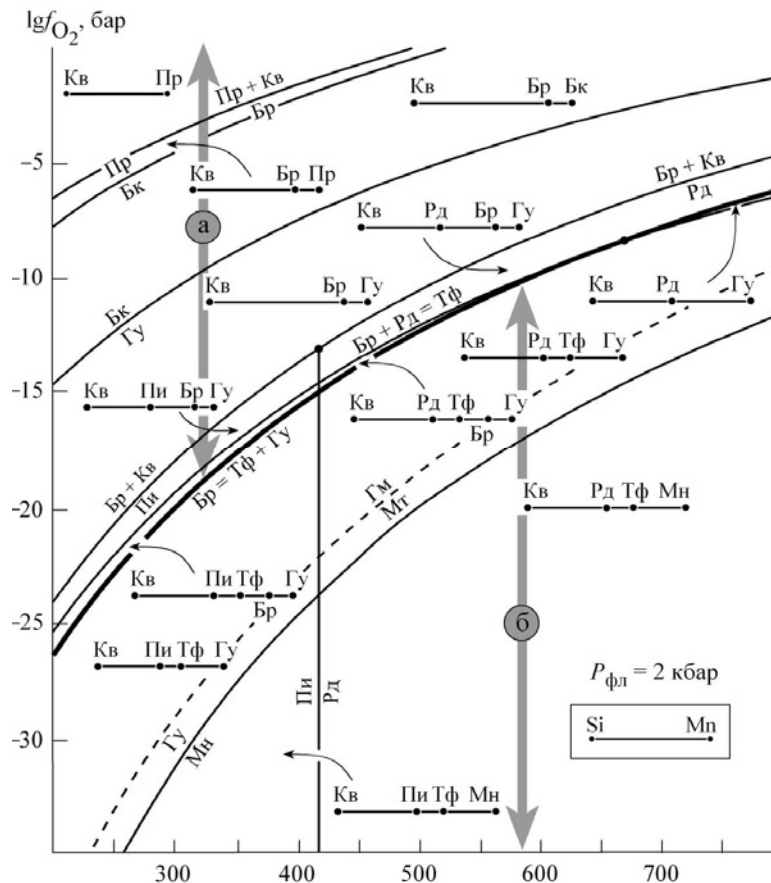


Рис. 1. $T-1gfo_2$ диаграммы минеральных равновесий в системе Mn-Si (Брусницын, 2007 с дополнениями). *Минералы:* Пр – пиролюзит, Бк – биксбит, Гу – гаусманнит, Мн – манганозит, Бр – браунит, Рд – родонит, Пи – пироксмангит, Тф – тефроит, Кв – кварц, Гм – гематит, Мт – магнетит. Жирной линией выделена линия моновариантного равновесия браунита с тефроитом и гаусманнитом ($Br = Tф + Гу$), разграничивающая поля стабильности “окисленных” (содержащих браунит) и “восстановленных” (содержащих тефроит) ассоциаций марганцевых пород. Границы этих полей отмечены серыми стрелками (а) и (б) соответственно. Пунктиром показана линия гематит-магнетитового буфера.

2. Окислительно-восстановительные характеристики среды минералообразования закладываются еще на самых ранних стадиях литогенеза и затем поддерживаются в широком диапазоне температур и давлений. “Восстановленные” и “окисленные” разновидности марганцевых пород установлены среди отложений метаморфизованных в РТ-условиях от цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой до гранулитовой и эклогитовой фаций. Известны примеры, когда “восстановленные” и “окисленные” разновидностей пород участвуют в строении единых залежей. В пределах каждой из разновидностей пород образование тех или иных ассоциаций минералов контролируется распределением Mn, Si, Al, Fe, Ca, Mg и других элементов, а также местными вариациями концентраций в поровом растворе углекислоты и кислорода. При этом, минералогические наблюдения показывают, что интенсивного обмена



веществом между смежными участками залежей не происходило, миграция элементов осуществлялась на незначительное расстояние, сопоставимое с мощностью отдельных прослоев и линз. Поэтому минеральный состав марганцевых пород, как правило, представляет собой мозаичный набор лишь локально уравновешенных ассоциаций. Рудоносные же залежи в целом нередко являются почти закрытыми в отношении многих компонентов системы, часто наследующие даже тонкие особенности распределения химических элементов в исходных металлоносных отложениях. С позиции формальной термодинамики даже углекислота и кислород могут рассматриваться как “инертные компоненты”.

3. Вопреки устоявшемуся мнению, кристаллизация многих силикатов марганца не требует высоких температур и давлений. Уже в РТ-условиях пренит-пумпеллитовой фации большинство силикатов марганца, в том числе такие, как тефроит, родонит, пироксмангит, сонолит, спессартин, пьомонтит, йогансенит, марганцевые эгирин, актинолит, винчит и другие являются устойчивыми. Индикаторами низкоградного метаморфизма марганцевых пород являются слоистые силикаты с высоким содержанием воды – кариопилит, фриделит, парсеттенсит, баннистерит, пеннантит и марганцевых клинохлор и шамозит. Большинство из них, прежде всего, кариопилит – силикат марганца структурно близкий к серпентину-антигориту – стабильны до нижней температурной границы зеленосланцевой фации. Поэтому метаморфизованных марганцевых отложениях целесообразно выделять низкотемпературную кариопилитовую и высокотемпературную бескариопилитовую фации. РТ-границы первой из них соответствуют цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фациям, второй – зеленосланцевой и более глубоким фациям. Начиная с температур зеленосланцевой фации и выше минеральный состав марганцевых пород изменяется слабо. Однако, происходят изменения структур и текстур пород с укрупнением размеров кристаллических индивидов и увеличением степени совершенства их морфологии и анатомии. Характерной особенностью марганцевых пород метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и выше служит присутствие Mg–Mn пироксенов – каноита и донпикорита.

4. Одной из главных предпосылок для массового зарождения силикатов марганца в условиях низких температур и давлений является присутствие в исходном осадке аморфной Mn–Si фазы (гель, стекло, смектиты и т.п.). На стадии диагенеза Mn–Si фаза преобразовалась в неотокит (гидротированное Mn–Si стекло), затем по неотокиту развивался кариопилит (Mn–серпентин), а далее при увеличении температуры за счет реакций с участием кариопилита кристаллизовались пироксмангит, родонит, тефроит, спессартин и другие силикаты. При увеличении температуры до уровня порядка 250–300 °С кариопилит вытесняется ассоциацией пироксмангита с тефроитом (± родонит). Все эти процессы энергетически более выгодны, чем кристаллизация силикатов путем реакций кремнезема с оксидами и/или карбонатами марганца. Отсюда и возможность появления силикатов марганца уже на самых ранних ступенях метаморфизма или даже на предметаморфических стадиях литогенеза.

Литература:

Брусницын А.И. Ассоциации марганцевых минералов как индикаторы фугитивности кислорода при метаморфизме металлоносных отложений // Геохимия. 2007. № 4. С. 345–363.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЗОЛОТА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ (БОДАЙБО).

Брюханова Н.Н., Бычинский В.А., Будяк А.Е.

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

Авторами (Брюханова и др., 2020) показана возможность формирования флюида, сопоставимого с составом газовой-жидких включений в прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации (Юдовская и др., 2016), из вмещающих пород. Состав рудоносного флюида рассчитывался с помощью физико-химической модели процесса взаимодействия гидротермального раствора содержащего $H_2O+CO_2+CH_4$ с вмещающими породами при T, P условиях, характерных для прогрессивного регионального метаморфизма (Петров, Макрыгина, 1975) и пострудного этапа в интервале температур 210–420 °С (шаг 30°), давлений 250–4000 бар (шаг 500 бар) при соотношениях флюид/порода 1/10, 1/5, 1/1, 10/1. Модель включала 24 независимых компонента: Ag, Al, As, Au, C, Cl, Cu, Ca, F, Fe, H, K, Mg, Mo, N, Na, Ni, O, P, Pb, S, Si, Ti, Zn, 184 минеральных фазы, 27 компонентов газовой фазы и 504 компонента водного раствора. Термодинамические свойства фаз взяты из (Reid et al. 1977; Helgeson et al., 1978; Shock et al., 1997). В расчетах использовались стандартные термодинамические параметры форм нахождения золота в водном растворе взятые из работы Akinfiyev and Zotov (2001). Состав вмещающих пород соответствовал среднему составу пород хомолхинской свиты дальнетайгинского горизонта месторождения Сухой Лог (Немеров, 1989). Среднее содержание золота (40 образцов) – 0,002 г/т, серы – 0,15 %. Наиболее близкое к содержанию золота в газовой-жидких включениях в расчетном составе флюида достигалось при 360 °С и 500 бар. Соотношение флюид/порода составило 1/10, при других соотношениях равновесная флюиду твердая фаза отсутствовала (табл. 1). Твердая фаза представлена минералами: Chl, Mnt, Mgs, Ap, Pl, Ms, Pg, Apy, Dol, Ccp, Gn, Qz, Au, Ni, Arg, Fl, Ilm, Py, Sp. Количество золота в твердой фазе, равновесной флюиду (табл. 1) – $13,74 \times 10^{-8}$ моль/кг. Цель данного исследования – выявить зависимость золота и его растворенных форм во флюиде от температур и давлений прогрессивного метаморфизма и пострудного этапа формирования месторождения Сухой Лог.

Большинство рассчитанных модельных флюидов относятся к слабокислым (5, 7) или слабоосновным (8,0–9,0) (рис. 1а).

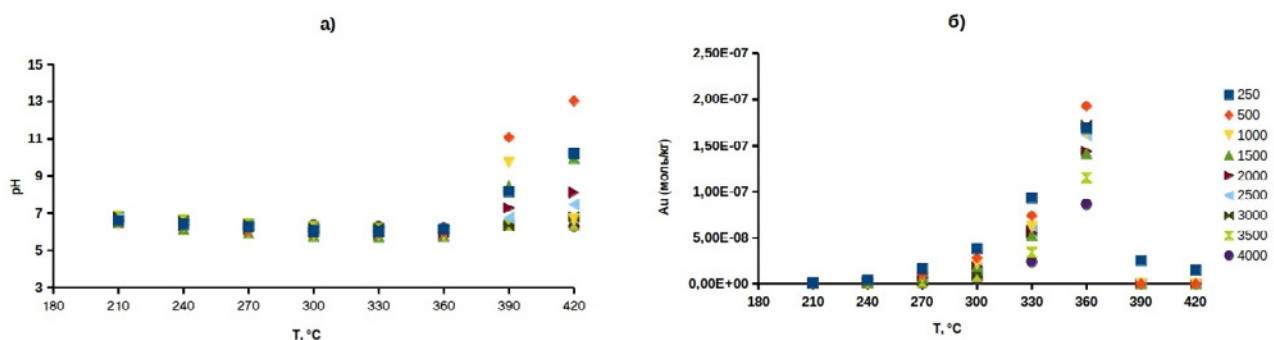


Рис.1. Зависимость рН флюида (а) и содержание растворимого золота (б) (моль/кг) от $T, ^\circ C$ и P , бар.

Максимальное содержание золота в модельном флюиде, наблюдается при 360 °С и 500 бар (рис. 1б) – $1,93 \times 10^{-7}$ моль/кг, исходя из чего можно сделать вывод о том, что условия прогрессивного регионального метаморфизма благоприятны для формирования рудообразующего флюида. Также обращает внимание, что при температуре 360 °С вне

зависимости от давления флюид максимально насыщается золотом. С увеличением давления, при 360 °С, содержания AuHS, AuCl, AuCl₂⁻, AuOH снижаются (табл. 2).

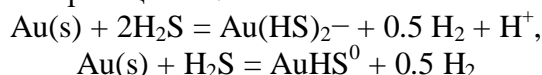
Таблица 1. Составы твердой фазы (моль/кг), модельного флюида (при 360 °С, 500 бар) и газовой-жидких включений (Yudovskaya et al., 2016).

Элемент	Вмещающая порода	Модельный флюид	Газово-жидкие включения
Na	0,552	0,315	0,241
K	0,674	1,76×10 ⁻²	1,59×10 ⁻²
Mg	0,758	2,84×10 ⁻³	6,60×10 ⁻³
Ca	0,097	8,23×10 ⁻⁶	3,70×10 ⁻³
As	6,67×10 ⁻⁵	1,76×10 ⁻⁶	
Ag	1,85×10 ⁻⁶	3,47×10 ⁻⁶	6,58×10 ⁻⁵
Au	1,01×10 ⁻⁸	1,93×10 ⁻⁷	1,02×10 ⁻⁷
Zn	2,35×10 ⁻³	2,25×10 ⁻⁷	3,68×10 ⁻³
Pb	0,965	1,58×10 ⁻⁶	9,60×10 ⁻⁶

Таблица 2. Содержание растворенных форм золота (моль/кг) во флюиде (при 360 °С) в зависимости от давления.

Форма Au	P, бар								
	250	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Au (HS) ₂ ⁻	1.22×10 ⁻⁷	1.56×10 ⁻⁷	1.39×10 ⁻⁷	1.23×10 ⁻⁷	1.30×10 ⁻⁷	1.52×10 ⁻⁷	1.67×10 ⁻⁷	1.12×10 ⁻⁷	8.51×10 ⁻⁸
AuHS	4.22×10 ⁻⁸	3.47×10 ⁻⁸	2.33×10 ⁻⁸	1.71×10 ⁻⁸	1.28×10 ⁻⁸	8.06×10 ⁻⁹	4.70×10 ⁻⁹	2.24×10 ⁻⁹	1.13×10 ⁻⁹
Au(OH) ₂ ⁻	5.15×10 ⁻¹⁶	8.38×10 ⁻¹⁵	1.10×10 ⁻¹⁵	1.24×10 ⁻¹⁵	1.57×10 ⁻¹⁵	2.90×10 ⁻¹⁵	5.26×10 ⁻¹⁵	5.82×10 ⁻¹⁵	7.23×10 ⁻¹⁵
Au ⁺	1.15×10 ⁻¹⁷	1.50×10 ⁻¹⁷	1.29×10 ⁻¹⁷	1.04×10 ⁻¹⁷	7.23×10 ⁻¹⁸	0	0	0	0
AuCl	5.24×10 ⁻¹³	2.80×10 ⁻¹³	1.29×10 ⁻¹³	7.80×10 ⁻¹⁴	4.73×10 ⁻¹⁴	1.70×10 ⁻¹⁴	1.69×10 ⁻¹⁴	4.44×10 ⁻¹⁵	1.91×10 ⁻¹⁵
AuCl ₂ ⁻	1.35×10 ⁻¹²	8.02×10 ⁻¹³	3.60×10 ⁻¹³	2.26×10 ⁻¹³	1.63×10 ⁻¹³	6.37×10 ⁻¹⁴	6.37×10 ⁻¹⁴	5.33×10 ⁻¹⁴	3.12×10 ⁻¹⁴
AuOH	2.42×10 ⁻⁹	2.09×10 ⁻⁹	1.63×10 ⁻⁹	1.31×10 ⁻⁹	1.04×10 ⁻⁹	7.88×10 ⁻¹⁰	7.88×10 ⁻¹⁰	2.84×10 ⁻¹⁰	1.70×10 ⁻¹⁰
Au	1.69×10 ⁻⁷	1.93×10 ⁻⁷	1.64×10 ⁻⁷	1.42×10 ⁻⁷	1.44×10 ⁻⁷	1.61×10 ⁻⁷	1.72×10 ⁻⁷	1.15×10 ⁻⁷	8.64×10 ⁻⁸

При заданных T-P-параметрах основные формы нахождения золота во флюиде сульфидные. По данным Покровского и др. (2014), растворимость золота в водных флюидах существующих в системах, где фугитивность серы и кислорода контролируется содержанием оксида железа и совокупностью сульфидных минералов, возрастает с увеличением температуры. Это сопровождается изменением доминирующих форм золота) во флюиде от AuHS⁰ < 200 °С, до AuHS⁰ + Au(HS)₂⁻ 250 – 450 °С. Растворение золота и образование сульфидных ионов можно описать реакциями:



Определенной зависимости содержаний серусодержащих форм золота от температуры и давления не выявлено (рис. 2). Однако при снижении температуры и наличии в системе Fe, Pb, Mo, Zn в системе происходит “удаление” серы из флюида с образованием сульфидов (Py, Po, Gn, Mol, Sp) и образуется самородное золото (Покровский и др. 2014).

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Наибольшее насыщение флюида золотом происходит ~ 360 °С и 500 бар.
2. Доминирующими растворимыми формами Au во флюиде являются Au(HS)₂⁻ и AuHS⁰.
3. Определенной зависимости содержаний S-содержащих форм золота от T (250-420°С) и P (500–4000 бар) не выявлено

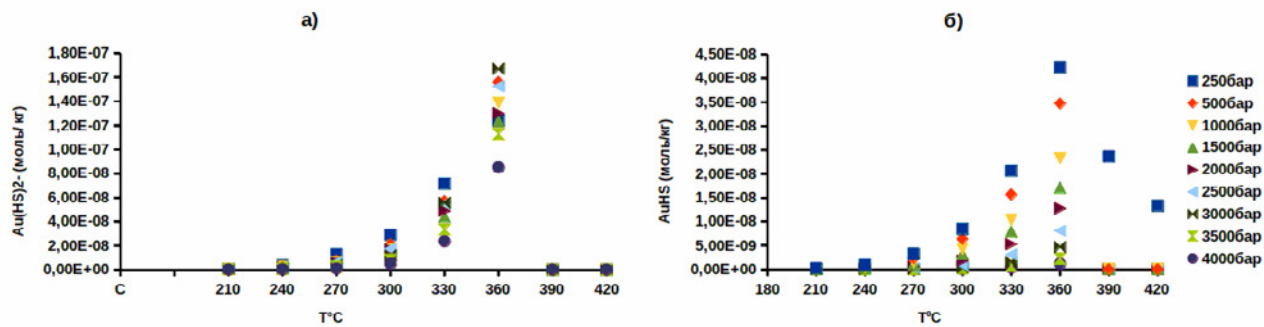


Рис. 2. Зависимость распределения $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (а) и AuHS^0 (б) во флюиде от температуры и давления.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проектам IX.130.3.1. (№ 0284-2021-0001) и IX.130.3.1. (№ 0284-2021-0002).

Литература:

Брюханова Н.Н., Бычинский В.А., Будяк А.Е., Чудненко К.В. Физико-химическое моделирование рудообразующего флюида месторождения Сухой Лог (Иркутская область, Россия) // Геосферные исследования. №4. 2020. С.25-32.

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

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: изд-во "Наука". 1975. 342с.

Akinfiyev, N. N. & Zotov, A. V. 2001. Thermodynamic description of chloride, hydrosulphide, and hydroxide complexes of Ag(I), Cu(I), and Au(I) at temperatures of 25– 500 °C and pressures of 1–2000 bar. *Geochemistry International*, V.39. P. 990–1006.

Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W, Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // *Amer. J. Sci.* 1978. V. 278A. P.1–229.

Pokrovski G.S., Akinfiyev N.N., Borisova A.V., Zotov A.V., Kouzmanov K. Gold speciation and transport in geologic fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling // *Geological Society. London. Special Publications.* 2014. V. 402(1). P.9–70.

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

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

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

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОГО КАВКАЗА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Кондрашов И.А., Олейникова Т.И.

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

Щелочные породы основного состава представляют собой уникальный объект для изучения, поскольку позволяют получить информацию о физико-химических условиях протекания глубинных процессов и о геохимических параметрах вещества Земли от



литосферы до подошвы нижней мантии. Одним из регионов, в пределах которых известны проявления четвертичного щелочного базитового магматизма, является Малый Кавказ.

Объектом настоящего изучения являлись четвертичные щелочные базальтоиды Малого Кавказа редкой разновидности: гаюин-амфиболовые тефриты (орданшиты) и гаюин-оливиновые базаниты – продукты активности Капанского неовулканического центра. Он расположен в южной части Армении в бассейнах рек Ачанан и Воротан в пределах Капанского (Кафанского) тектонического блока – активизированной в новейшее время мезозойской консолидированной структуры, представляющей собой бывшую континентальную окраину, сначала, в юре и раннем мелу, островодужного (западно-тихоокеанского), позже в палеогене, наиболее вероятно, – Андийского (восточно-тихоокеанского) типа (Меликсетян и др., 2019; Mederer et al., 2013; и др.). Традиционно считают (Ширинян, Нагапетян, 1974; Ширинян, Задоян, 1990; и др.), что новейший щелочной вулканизм здесь приурочен к двум тектоническим нарушениям – Барабатум-Халаджскому и Мец-Магаринскому разломам, заложенным в среднеюрское и заново активизированным в четвертичное время. Первый из них в совокупности с оперяющими его новейшими локальными разломными нарушениями контролировал активность Арцваникской группы шлаковых конусов (Арцваник, Кахнут и Какачасар), а также самостоятельного шлакового конуса Кармракар (Ширинян, Нагапетян, 1974; и др.). Перечисленные эпицентры магматической активности и связанные с ними лавовые потоки сложены исключительно гаюин-амфиболовыми тефритами (орданшитами) (Бубнов и др., 2018; и др.). Все они изобилуют в разной степени измененными ксенолитами (хадалитами) известняков. Второе, Мец-Магаринское разрывное нарушение с оперяющими его новейшими локальными разломами контролировали активность Норашенинского шлакового конуса (Ширинян, Нагапетян, 1974; и др.). Этот конус, как и продукт его активности – протяженный Халаджский лавовый поток сложены исключительно гаюин-оливиновыми базанитами (Бубнов и др., 2018; и др.).

Лишь в последнее время в литературе появились изотопно-геохронологические данные по молодым вулканам Капана. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ показатели (Меликсетян и др., 2019) указывают на их активность в калабрийском веке при наиболее вероятном возрастном диапазоне – 1.0–0.75 млн лет. Исходя из результатов К-Аг датирования (Лебедев, Чернышев, 2020) продукты магматической активности Капанского центра возникли в середине плейстоцена (калабрий) в ходе двух импульсов магматической активности – 1.1–1.2 и ~0.9 млн лет назад.

Доминирующие минералы вкрапленников гаюин-оливиновых базанитов – оливин (до 15% объема породы) и клинопироксен (до 6.5%); к ним обычно добавлены плагиоклаз (до 1.5%) и рудный минерал (обычно магнетит), крайне редко микровкрапленники амфибола и апатита. Оливин вкрапленников обладает высокомагнезиальным составом (Fo_{89-90}) при 47.7–49.0 мас. % MgO и 0.17–0.24 мас. % CaO. Клинопироксен вкрапленников – чаще всего с прямой зональностью: ядерные зоны – $\text{Mg}^{\#}=0.84-0.87$ при 0.48–0.85 мас. % TiO_2 ; периферийные зоны – $\text{Mg}^{\#}=0.68-0.77$ при 1.27–2.12 мас. % TiO_2 . Вкрапленники плагиоклаза, как правило, имеют обратную зональность: ядерные зоны – An_{45-48} ; содержание анортитового минала при переходе от ядерных к внешним зонам минерала нередко увеличивается скачкообразно – до An_{70} . В основной массе наряду с микролитами перечисленных минералов присутствуют К-Na полевой шпат, а также цеолиты, которые, скорее всего, развивались по реликтам вулканического стекла.

Главный минерал фенокристов гаюин-амфиболовых тефритов (орданшитов) – амфибол (до 15% объема породы), второй по значению минерал – клинопироксен (до 5 %); к ним обычно добавлены апатит (до 2 %), плагиоклаз (до 1.5 %) и ксенокристы (диакристы) кварца, реже оливин, магнетит и К-Na полевой шпат. Амфибол вкрапленников диагностирован как оксикерсутит (Гущин и др., 1991) при $\text{Mg}^{\#}=0.59-0.78$. Клинопироксен – обычно авгит ($\text{Mg}^{\#}=0.63-0.85$). Состав микровкрапленников и микролитов плагиоклаза варьирует от



лабрадора до преобладающего андезина (An_{35-64}). В основной массе вместе с микролитами перечисленных минералов присутствует цеолит.

Во всех типах пород наблюдается устойчивое присутствие микровкрапленников и микролитов гаюина либо в виде ксеноморфных зерен (в т.ч. и в интерстициях основной массы), либо кристаллов с четкими кристаллографическими очертаниями.

Изученные вулканиты содержат 41.2–45.5 мас. % SiO_2 , 4.4–7.6 мас. % Na_2O+K_2O при 0.6–3.1 мас. % K_2O ; на диаграмме TAS (Le Bas et al., 1986) точки их составов в подавляющем большинстве случаев располагаются в поле базанитов. Породы обогащены LILE (Ba до > 1500 г/т, Sr до > 4000 г/т); отношения Nb/Ta в них близки к хондритовым, либо несколько превышают последние (17.8–26.9). Они заметно дифференцированы; в большей мере это касается орданшитов (0.57–0.63 $Mg^\#$ у орданшитов и 0.70–0.71 $Mg^\#$ у базанитов, соответственно). Согласно CIPW расчетам породы устойчиво содержат нормативный нефелин (0.25–15.60 мас. %); нормативного оливина в орданшитах от 3.80 до 8.05 мас. %, в базанитах – 10.10–13.35 мас. %. По ряду геохимических параметров гаюинсодержащие щелочные базальтоиды вполне сопоставимы с основными магматическими образованиями внутриплитных геодинамических обстановок. Так, на петрогенетических диаграммах Zr-Zr/Y (Pearse, Norry, 1979) и Zr-Ti/100-3*Y (Pearse, Cann, 1973) точки их составов в подавляющем большинстве попадают в поле внутриплитных базальтов. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y фигуративные точки составов щелочных базальтоидов располагаются либо вблизи, либо выше линии $\Delta Nb = 0$ ($\Delta Nb = \log(Nb/Y) + 1.74 - 1.92 \times \log(Zr/Y)$ (Fitton et al., 1997)), занимая преимущественно область базальтов OIB-типа, что соответствует геохимическим особенностям расплавов, по меньшей мере, обогащенных плюм-диапировой компонентой. В пользу участия в петрогенезисе изученных пород глубинных мантийных расплавов говорят также и выявленные практически для всех разностей изученных пород сильно фракционированный спектр тяжелых РЗЭ (высокие отношения $(Gd/Yb)_n = 3.23-10.30$), низкие Lu/Hf (0.05–0.08) и высокие Ti/Y (316.55–671.72) отношения, указывающие на присутствие граната в качестве реститовой фазы в мантийном источнике.

Вариации начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в изученных вулканитах составляют 0.7045–0.7054 и 0.51275–0.51279 (или +2.1...+3.0 в единицах ϵ_{Nd}), соответственно. Орданшиты по сравнению с базанитами имеют менее радиогенный изотопный состав Sr и более радиогенный изотопный состав Nd ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045-0.7047$, $\epsilon_{Nd} = +2.5...+3.0$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7049-0.7054$, $\epsilon_{Nd} = +2.1...+2.4$, соответственно). Такого рода отличия в изотопном составе генетически родственных магматических образований обычно объясняют исходной изотопно-геохимической неоднородностью источника расплавов, либо, как свидетельство наличия в материнских расплавах магматитов смешения Sr и Nd, по крайней мере, из двух различных источников.

На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr - \epsilon_{Nd}$ наблюдается отчетливая корреляция между изотопными составами стронция и неодима, характер которой свидетельствует о том, что исходные мантийные расплавы щелочных базальтоидов Капанского центра были образованы за счет вещества, по меньшей мере, двух источников – относительно обедненного и существенно обогащенного подвижными компонентами. Скорее всего, первый резервуар – обладающий региональной геохимической спецификой, астеносферный (плюм-астеносферный) умеренно деплетированный мантийный источник PREMA-, либо COMMON-подобного типа (Wörner et al., 1986; и др.). Полученные данные в совокупности с ранее опубликованными результатами свидетельствуют о том, что наиболее вероятным резервуаром этого типа являлся региональный плюм-астеносферный источник «Caucasus» (Лебедев и др., 2009, 2013; и др.). Обогащенный подвижными компонентами источник мог иметь либо коровую природу, либо, вероятнее всего, связан с участием в генезисе материнских расплавов вещества подкоровой литосферной мантии. Особенности Sr-Nd изотопного и геохимического состава изученных пород свидетельствуют о том, что в нашем случае мы наиболее вероятно имеем дело с



региональным обогащенным литосферным резервуаром с изотопно-геохимическими характеристиками источника ЕМ II типа.

Работа выполнена в рамках Базовой темы ИГЕМ РАН (№ 121041500222-4).

Литература:

Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. и др. Капанский неовулканический центр (Малый Кавказ, Армения): геологическая позиция и особенности вещественного состава лав // Сб. материалов IX Всероссийской научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы». Майкоп: изд-во «Магарин О.Г.», 2018. С. 4–8.

Гущин А.В., Иванова Т.А., Ганзеев А.А. Тефрит-шошонитовая серия Юго-Восточной Армении // Геология и разведка. 1991. № 11. С. 3–14.

Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582–602.

Лебедев В.А., Чернышев И.В. Гаюиновые щелочные базальтоиды на Малом Кавказе (Капанский район, Армения) и их среднеплейстоценовый возраст // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 44–48.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шатагин К.Н. и др. Геохронология, изотопные Sr-Nd характеристики и происхождение четвертичных вулканитов Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // Вулканология и сейсмология. 2013. №3. С. 25–53.

Меликсетян Х., Никогосян И., Джрбашян Р. и др. Четвертичный моногенный вулканизм Капанского блока: вулканология, геохронология и геохимия (ЮВ часть Республики Армения) // Известия НАН РА Науки о Земле. 2019. Т. 72. № 2. С. 19–42.

Ширинян К.Г., Задоян В.А. Петрогенетическая систематика позднеорогенных базальтоидов Армении. Док. АН Арм. ССР. 1990. Т.90. № 3 С. 125–130.

Ширинян К.Г., Нагапетян Л.Б. Четвертичный базальтовый вулканизм Кафанского района. Отчет. Ереван: ИГН АН Арм. ССР, 1974. 108 с.

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 153. P. 197–208.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 127. P. 745–750.

Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M. Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan zone, southern Armenia. // Lithos. V. 177. 2013. P. 61–78.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 209–300.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Min. and Petr. 1979. V. 69. P. 33–47.

Wörner G., Zindler A., Staudigel H., Schmincke H.U. Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 107–119.

МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, КАК ИНДИКАТОР МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Бурмакина Г.Н.¹, Цыганков А.А.^{1,2}, Хубанов В.Б.^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

²Бурятский Государственный Университет, Улан-Удэ, Россия

Характерной особенностью внутриплитных гранитоидов Западного Забайкалья, является широкое распространение в них мафических микрогранулярных включений (mafic



microgranular enclaves – ММЕ), а также нередко встречающиеся комбинированные (базит-аплитовые, базит-кварцево-сиенитовые) дайки. Те и другие рассматриваются многими авторами как свидетельство одновременного внедрения мантийной базальтовой магмы и кислого расплава. Магматическое происхождение комбинированных даек, по крайней мере их базитовой части, не вызывает особых сомнений. Сложнее обстоит дело с меланократовыми включениями (ММЕ), исходный состав которых затушеван интенсивным взаимодействием с абсолютно преобладающим по объему кислым расплавом. Вместе с тем, доказательство магматического происхождения ММЕ является важным аргументом, указывающим на синхронность внедрения базитовых и салических магм и, как следствие, участие мантийного магматизма в гранитоидном петрогенезисе.

Среди позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья меланократовые включения не редкость, однако, распространены они крайне неравномерно. В Ангаро-Витимском батолите включения характерны для чивыркуйского и зазинского комплексов. Чаще всего ММЕ встречаются в кварцевых сиенитах, реже в гранитах, но в массовом количестве обнаружены в Бургасском (Бурмакина и др., 2013), Романовском (Литвиновский и др., 1993) и Улекчинском массивах.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джиды (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км². Первая фаза сложена порфиридовидными кварцевыми сиенитами с подчиненными кварцевыми монцонитами и амфиболовыми сиенитами, ко второй фазе относят граносиениты и резко диминирующие среднезернистые лейкократовые, иногда порфиридовидные (Kfs) граниты.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из лейкогранитов второй интрузивной фазы, который составил 300.3 ± 3.8 млн лет (Литвиновский и др., 1999), MSWD = 3.19. U-Pb изотопный возраст цирконов из кварцевых сиенитов первой фазы, определенный LA-ICP-MS методом в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ), составил 298 ± 3.5 млн лет (Цыганков и др., 2010), что очень хорошо согласуется с предшествующими определениями и подтверждает двухфазное становление массива. Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. Обычно, включения сконцентрированы на сравнительно небольших участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерно распределенных включений встречаются скопления – «рои», в которых на долю включений приходится от 10–15 до более чем 50% от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3–4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с магматическими образованиями присутствуют ксенолиты метаморфических пород, в которых сохраняются исходные текстурно-структурные особенности. Аналогичного состава метаморфитами сложены достаточно крупные «останцы», размером во многие десятки метров. Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста.

Степень преобразования включений различна – от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава, до практически полной «гомогенизации», где включения опознаются лишь по более меланократовым мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10–12 см. в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во



вмещающих породах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением т.н. «теней».

Микро-элементный состав меланократовых включений обнаруживает существенные отличия от вмещающих кварцевых сиенитов. На диаграммах соотношения индикаторных элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Sr) с кремнеземом они образуют не перекрывающиеся ареалы.

Распределения REE в породах Улекчинского массива и ММЕ в целом сходно и различается лишь в деталях. Характерны относительно высокие суммарные содержания REE (> 200 г/т \sum REE), дефицит HREE относительно LREE ($La/Yb_{(n)}=13-21$), наличие отрицательной Eu аномалии. Включения отличаются несколько более высоким содержанием HREE, в частности Yb и Lu по сравнению с вмещающими кварцевыми сиенитами, и соответственно, пониженной величиной $La/Yb_{(n)}$. Между включениями первого и второго типов резких отличий не выявлено.

Для выявления природы включений важное значение имеет изотопный возраст. Нами, с использованием локальных методов, были датированы цирконы из включений первого и второго типов. Включения имели сходную морфологию и сопоставимые размеры. Цирконы из включения первого типа датированы LA-ICP-MS методом (масс-спектрометр Element-XR) в ГИН СО РАН (Улан-Удэ). По 43 точкам (зернам) получено конкордантное значение изотопного возраста 310.6 ± 1.9 млн лет, MSWD = 0.67.

Датирование цирконов из включения второго типа проводилось в Центре SUMACСтэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG. Разброс полученных значений изотопного возраста по 9-и определениям составил от 504 до 802 млн лет. Из этой совокупности четко выделяется кластер (4 точки) с конкордантным возрастом 793.7 ± 10.1 млн лет, который и принят за время образования цирконов.

Включение первого типа демонстрирует изотопный возраст цирконов близкий ко времени становления Улекчинского плутона (≈ 300 млн лет). Учитывая характер распределения, морфологию, петрографические и минералого-геохимические особенности включений данного типа, мы считаем, что они являются результатом смешения магм (mingling), т.е. были захвачены в жидком или полужидком состоянии. Вместе с тем, разница в 10 млн лет требует объяснения. На наш взгляд, она может объясняться двумя причинами: недостаточной точностью определения, либо тем, что включения были захвачены после того, как в них образовались цирконы – т.е. в не до конца раскристаллизованном состоянии. Учитывая более высокую температуру кристаллизации включений, что следует как из их валового состава, так и мелкозернистой структуры, это предположение представляется вполне вероятным. Важно подчеркнуть, что полученный возраст включения первого типа так или иначе фиксирует временную близость базитового и гранитоидного магматизма, что является важным аргументом в понимании природы позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья.

Работы выполнены в рамках программы фундаментальных исследований ГИН СО РАН (проект IX.129.1.2., № АААА-А16-116122110027-2), при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00275, 20-05-00344.

Литература:

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварцево-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология, 2013. №3. С. 309–334.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон // Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН. 1993.



Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1999. № 5. С. 694–702.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1249–1276.

К ПРОБЛЕМЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ СВОБОДНОГО ФЛЮИДА В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Васильев В.И., Санжиев Г.Д., Жатнуев Н.С.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geovladi@ginst.ru

Ранее (Васильев и др., 2017) нами были описаны результаты физико-химического моделирования ступенчатой дегидратации серпентина и образования «алфавитных» фаз (Terasaki, Fisher, 2016) в субдуцируемой плите на программном комплексе «Селектор-С» (Чудненко, 2010). Полученные изменения объёма в последовательных реакциях дегидратации и при механическом удалении освободившейся подвижной группы фаз приведены в табл. 1.

Таблица 1. Объёмные эффекты в процессе последовательной ступенчатой дегидратации 1 кг серпентина $Mg_3Si_2H_4O_9$ в погружающейся океанической плите (Васильев и др., 2017).

Реакция *	Объём реагентов, см ³	Объём твёрдых продуктов, см ³	Объём несжимаемого флюида, см ³	ΔV при реакции, %	ΔV при удалении флюида, %	Плотность флюида, г/см ³
1	2	3	4	5	6	7
$Srp \rightarrow D + Per + H_2O \uparrow$	363.636	271.727	91.909	0	-25.275	0.421
$D \rightarrow H + Sti + H_2O \uparrow$	180.643	170.012	17.228	+3.652	-9.201	1
$H \rightarrow A + Sti + H_2O \uparrow$	140.536	131.360	42.318	+23.583	-24.366	1
$A \rightarrow E + Fo + Per + H_2O \uparrow$	90.696	77.101	19.077	+6.045	-19.835	1
$E \rightarrow C + Sti + (O_2 + H_2O) \uparrow$	38.693	28.447	10.246	0	-26.480	0.765
$C + Sti + O_2 \rightarrow B + Fo + H_2O$	29.557	26.477	3.656	+1.950	-12.134	1
$B \rightarrow Fo + Per + H_2O \uparrow$	14.852	14.422	1.219	+5.313	-7.792	1

Условные обозначения: Srp – серпентин; Fo – форстерит; Per – периклаз; Sti – стишовит; А, В, С, D, E, H – соответствующие «алфавитные» фазы.

Главным камнем преткновения в приведённых выкладках мог бы стать тот факт, что экспериментальные «алфавитные» фазы устойчивы при гораздо более высоких давлениях, чем литостатические давления рассматриваемой области разреза зоны субдукции (глубины до 175–200 км). Но такие давления вполне могут быть достигнуты за счёт стресса, возникающего при «вдавливании» океанической плиты в мантию. Считается, что девиаторные напряжения в зонах субдукции составляют не более 5–7 МПа, а тектоническое давление всего на 1–5 % больше литостатического, тогда как в коре внутриконтинентальных орогенов оно достигает 150 % от литостатического (Ребецкий, Алексеев, 2014). Признавая несомненный авторитет такой точки зрения, выразим всё же мнение, что стрессовые давления должны быть гораздо большими – по крайней мере, такими, чтобы, во-первых, преодолеть прочность верхней мантии, которая может достигать 500–800 МПа (Иванов,



2002; Corti et al., 2003), во-вторых, преодолеть выталкивающую силу мантии, и, в-третьих, на малых глубинах обеспечить само подгибание многокилометровой по мощности хрупко-пластичной океанической плиты под континент и его литосферу (Dewey, Burke, 1988; Добрецов и др., 2001).

С целью оценки распределения и величины стрессовых давлений в первом приближении нами была проведена серия тектонофизических экспериментов на оптически активной вязко-пластичной среде. Суть экспериментов заключалась в погружении в желатиновый студень намного более вязкой желатиновой призмы под некоторым углом, фотографировании в проходящем поляризованном свете получаемых напряжений в желатине и цифровой обработке изображений с помощью компьютерной программы Vlad NumGraph (Васильев, 2013). Сначала фиксировались напряжения в спокойном состоянии призмы, находящейся на поверхности нижележащего студня, затем – напряжения под действием последовательно увеличивающегося груза, помещаемого на верхнюю грань призмы до момента начала её активного погружения.

Соблюдение условий подобия достигалось использованием пар желатиновых студней (модельных плиты и мантии) с разными отношениями плотности, прочности и вязкости, которые достигались в каждом случае смесью различных частей желатина марки П-11, сахара, воды, глицерина и перекиси водорода. Последняя была необходима для замедления процесса микробиологического загрязнения материала; с этой же целью применялись УФ-облучение. Угол наклона направляющей подбирался нами минимальным, но обеспечивающим как можно более свободное скольжение модельной призмы по глицериновой смазке, и составил 48° , что соответствует, например, наклону тихоокеанского слэба под п-овом Камчатка и Курильской дугой (Жао и др., 2010).

Главными физико-механическими параметрами, определяющими модельные свойства используемых студней, в отношении которых должны соблюдаться условия подобия, являются плотность и динамическая вязкость сред. Плотности модельных сред рассчитывались как частное от деления массы на объём; вязкости – по результатам измерения скорости падения стальных шаров в студнях и далее по уравнению Стокса. Средняя плотность погружающейся природной океанической плиты была принята равной $\sim 2854 \text{ кг/м}^3$ (Селиверстов, 2016). Плотность мантии соответствовала модели PREM (Dziewonski, Anderson, 1981) и в среднем составила $\sim 3290 \text{ кг/м}^3$. Усреднённая вязкость океанической плиты по многочисленным литературным данным составила $5.5 \cdot 10^{21} \text{ Па}\cdot\text{с}$, литосферы под континентальной плитой – $3 \cdot 10^{20} \text{ Па}\cdot\text{с}$, верхней мантии – $5 \cdot 10^{19} \text{ Па}\cdot\text{с}$, но при этом вязкость океанической литосферной плиты в среднем на порядок больше вязкости мантии (Добрецов и др., 2001; Трубицын, 2012).

Приведём здесь краткие описания двух экспериментов. В первом эксперименте (рис. 1, А) модельная «плита» характеризовалась плотностью 998 кг/м^3 и вязкостью $6.18 \cdot 10^2 \text{ Па}\cdot\text{с}$. Во втором (рис. 1, В) – плотностью 890 кг/м^3 и вязкостью $11.38 \cdot 10^2 \text{ Па}\cdot\text{с}$. Модельная «мантия» в обоих случаях имела плотность 1100 кг/м^3 и вязкость $1.51 \cdot 10^1 \text{ Па}\cdot\text{с}$. Условия подобия (по Гзовскому, 1975) контролировались соотношениями следующих модельных и природных характеристик.

$$\begin{aligned}
 & \text{– плотности плит: } \frac{\rho_{\text{мод}}}{\rho_{\text{прир}}} = \frac{998}{2854} \approx 0.35, \quad \frac{\rho_{\text{мод}}}{\rho_{\text{прир}}} = \frac{890}{2854} \approx 0.31; \quad \text{мантии: } \frac{\rho_{\text{мод}}}{\rho_{\text{прир}}} = \frac{1100}{3290} \approx 0.33; \\
 & \text{– динамической вязкости плит: } \frac{\eta_{\text{мод}}}{\eta_{\text{прир}}} = \frac{6.18 \cdot 10^2}{2.90 \cdot 10^{21}} \approx 2.13 \cdot 10^{-19}, \\
 & \frac{\eta_{\text{мод}}}{\eta_{\text{прир}}} = \frac{11.38 \cdot 10^2}{2.90 \cdot 10^{21}} \approx 3.92 \cdot 10^{-19}; \quad \text{мантии: } \frac{\eta_{\text{мод}}}{\eta_{\text{прир}}} = \frac{1.51 \cdot 10^1}{5.00 \cdot 10^{19}} \approx 3.02 \cdot 10^{-19}.
 \end{aligned}$$

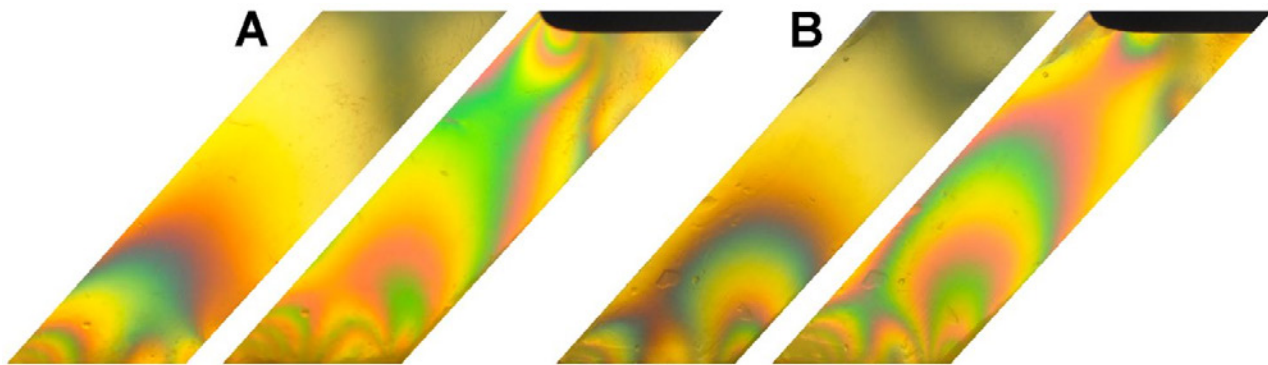


Рис. 1. Напряжения в модельных желатиновых призмах в поляризованном свете. В каждой паре (А и В) слева показана призма до нагрузки (под собственным весом), справа – при критической нагрузке (в процессе погружения). А – «мягкий» студень призмы с плотностью 998 кг/м^3 и вязкостью $6.18 \times 10^2 \text{ Па}\cdot\text{с}$. В – «жесткий» студень призмы с плотностью 890 кг/м^3 и вязкостью $11.38 \times 10^2 \text{ Па}\cdot\text{с}$.

Оба эксперимента показали (рис. 2, А, В), что наибольшие векторы стрессового давления в зоне субдукции локализованы разнонаправленно во фронтальной и тыловой частях слэба и на глубинах в 2–2.5 мощности слэба могут превышать по своим значениям литостатическое давление в 3.2–3.5 раз. Повышенные тектонические давления, таким образом, достаточны для образования последовательно дегидратированных высокобарических «алфавитных» фаз (Terasaki et al., 2016) в серпентин-форстеритовой цепочке при погружении слэба.

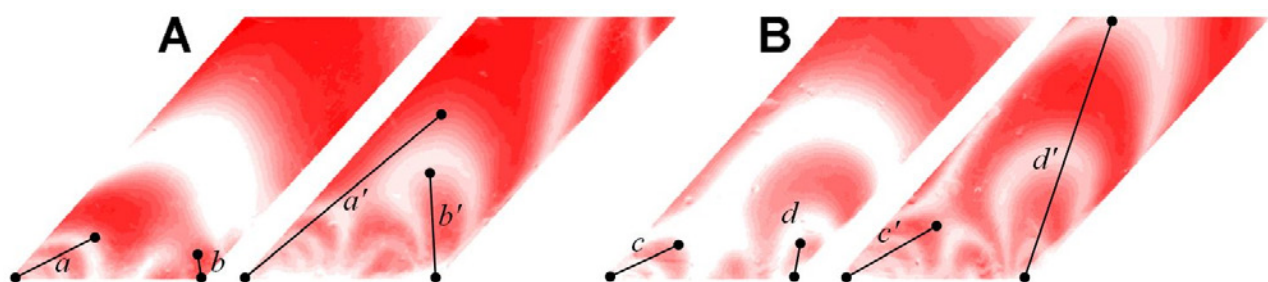


Рис. 2. Цифровой анализ нижних частей модельных призм до и после критической нагрузки. Свойства призм см. на рис. 1. Чёрные отрезки показывают одни и те же векторы напряжений в модельной призме в спокойном состоянии и при погружении под действием груза, т.е. a трансформируется в a' ($a \rightarrow a'$), $b \rightarrow b'$, $c \rightarrow c'$ и $d \rightarrow d'$. Направления векторов сохраняются практически неизменными, что свидетельствует о равномерном распределении нагрузки в процессе эксперимента.

Следовательно, сейсмические события, во множестве регистрируемые непосредственно вдоль погружающейся плиты (Yu et al., 2018) могут быть следствием масштабных фазовых переходов в «серпентиновой цепочке». Сейсмические события, регистрируемые в мантийном клине, могут вызываться подъёмом освободившегося флюида в полостях-мигрантах (Жатнуев, 2005; Васильев и др., 2019) с периодическими «накоплениями» под прочностными барьерами и прорывами в результате роста избыточного давления флюида. Хорошая повторяемость их в вытянутой вертикально и локализованной латерально области (сейсмические «гвозди» по Вадковскому, 2012) может быть объяснена стационарностью субдукции (постоянством геометрического места фазовых переходов «серпентиновой цепочки» вдоль слэба), а также быстрым «залечиванием» путей подъёма полостей в результате химического взаимодействия флюида, магмы и вмещающей среды.



Работа выполнена в рамках проекта АААА-А21-121011390003-9 "Рудообразующие системы разновозрастных складчатых поясов южного обрамления Сибирского кратона: геолого-генетические модели месторождений благородных, редких и цветных металлов".

Литература:

- Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические «гвозди» // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ1001.
- Васильев В.И. Программное средство анализа графических результатов экспериментов по изучению напряжений оптически активных сред в поляризованном свете Vlad NumGraph 1.0 // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы IX международной школы-семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2013. С. 14.
- Васильев В.И., Васильева Е.В., Жатнуев Н.С., Санжиев Г.Д. Параметры образования и эволюции мантийно-корового мигранта // Геоинформатика. 2019. №2. С. 34–42.
- Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. К проблеме глубинной дегитратации субдуцирующей плиты // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V межд. конференции. Гремячинск. 2017. С. 69–72.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. Москва: Наука. 1975. 536 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Издательство СО РАН. Филиал «ГЕО». 2001. 409 с.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
- Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН. 2005. Т. 404. № 3. С.380–384.
- Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН. 2002. 152 с.
- Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Поле современных тектонических напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. 5(1). С. 257–290.
- Селиверстов Н.И. Введение в геологию океанов и морей. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2016. 170 с.
- Трубицын В.П. Реология мантии и тектоника океанических литосферных плит // Физика Земли. 2012. № 6. С. 3–22.
- Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии. Новосибирск: «ГЕО», 2010. 287 с.
- Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P., Sokoutis D. Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth-Science Reviews. 2003. V. 63. P. 169–247.
- Dewey J.F., Burke K. Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. V. 7. P. 1123–1139.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. N. 25. P. 297–356.
- Terasaki H., Fischer R.A. Deep Earth: Physics and chemistry of the lower mantle and core. – New Jersey: AGU & Wiley, 2016. 312 p.
- Yu Z., Zhao D., Niu X., Li J. Spatiotemporal distribution of low-frequency earthquakes in Southwest Japan: Evidence for fluid migration and magmatic activity // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. N. 151. P. 148–172.



ЭЛЕМЕНТНЫЕ ПРОФИЛИ ТИМЬЯНА ДИКОРАСТУЩЕГО В РАЗЛИЧНЫХ ПОЧВЕННЫХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Васильева И.Е.¹, Шабанова Е.В.¹, Бямбаасурен Ц.², Хуухэнхуу Б.², Дорошков А.А.¹

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

²Институт физики и технологии Монгольской академии наук, Уланбаатар, Монголия

Растения рода *Thymus* L. (тимьян, богородская трава) традиционно используют в медицине и кулинарии благодаря наличию в них биологически активных соединений, обладающих фунгицидными, противовоспалительными, антибактериальными, противоонкологическими и другими лекарственными свойствами, а также оригинальными вкусовыми качествами. Известно, что генетические особенности и условия произрастания (тип почвы, климат, рельеф местности, соляризация и т.д.) растений определяют их элементный состав, отвечающий за синтез этих соединений. Однако информация о содержаниях и распределении химических элементов в органах растений рода *Thymus* L., весьма ограничена. Целями исследования явились определение элементных составов, составление и сравнение элементных профилей двух видов растения *Thymus* L., дикорастущих в разных почвенно-климатических условиях.

Одновременно в период интенсивного цветения были собраны растения *Thymus serpyllum* L. в монгольской степи и *Thymus baikalensis* L. на берегу оз. Байкал. Также в местах их произрастания отобраны почвы. В высушенных образцах почвы, подземных (корни) и надземных (стебли, листья, цветы) частях растений определены содержания 24-х элементов методом атомно-эмиссионной спектроскопии с дуговым разрядом постоянного тока (АЭС-ДР) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Метод АЭС-ДР не требует озоления или кислотного разложения образцов для концентрирования микроэлементов. Средние значения относительного стандартного отклонения составили 8-20 %. Прослеживаемость результатов АЭС-ДР оценена с помощью анализа сертифицированных стандартных образцов состава растений ЛБ-1, ТР-1 и ЭК-1 (ИГХ СО РАН, Россия) и GSV-4 (Китай) методами АЭС-ИСП и МС-ИСП. Правильность результатов анализа почв оценена при одновременном анализе сертифицированных референтных материалов Монголии (ТсН-1, Н-2) и Китая (GSS 1÷3; -6; -8). Определены содержания и установлены профили накопления 24-х эссенциальных, условно эссенциальных и токсичных элементов в последовательностях «почва–корни–стебли–листья–цветы» для растений *Thymus serpyllum* L., произрастающих в условиях аридной монгольской степи, и *Thymus baikalensis* L. – во влажном климате на побережье оз. Байкал.

Установлено, что содержание элементов в почвах различно, но элементные профили цветов, особенно их средние звенья, остаются постоянными. Это свидетельствует о преобладании генетической устойчивости растений вида *Thymus* L. над влиянием почвенно-климатических условий произрастания. Максимальное накопление кремния в надземных органах растений указывает на то, что в ходе эволюционного развития кремний стал необходимым элементом для жизненного цикла растений вида *Thymus* L. В дальнейшем представляет интерес изучение роли кремния в синтезе биологически активных соединений, а также разработка "fingerprint" растений рода *Thymus* L. на основании характерного элементного профиля и, возможно, наиболее типичных композиций эфирных масел.

Исследование выполнено в рамках научной темы "Создание эталонных образцов для геоанализа и разработка аналитических методов изучения и оценки состояния окружающей среды" и Соглашения о научном сотрудничестве между ИГХ СО РАН и ИФиТ МАН по изучению экологии сопредельных территорий России и Монголии.



ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОТОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ SO₂ КАК ИСТОЧНИКА МАСС-НЕЗАВИСИМОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИЗОТОПОВ СЕРЫ В АРХЕЙСКИХ ПОРОДАХ

Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, velivetskaya@mail.ru

В данной работе представлены результаты экспериментальных исследований, направленных на решение одной из наиболее важных проблем геохимии изотопов – это вопрос о происхождении масс-независимого фракционирования изотопов серы в осадочных породах Архея. В настоящее время имеется довольно обширный массив данных о проявлении как положительных, так и отрицательных масс-независимых изотопных эффектов серы в сульфидах и сульфатах из архейских пород (Опо, 2017). Эти данные позволили выявить интересную закономерность: изотопная аномалия серы является, по-видимому, повсеместным явлением в осадочных породах старше 2.4 млрд лет и отсутствует в более молодых породах, что указывает на некоторые специфические условия, существовавшие на ранней Земле, которые могли способствовать формированию, передаче и архивированию этих изотопных аномалий в осадочных породах. Хотя точный источник масс-независимого изотопного сигнала в архейских породах до сих пор остается загадкой, некоторые экспериментальные факты дают основание делать предположения о его возможном происхождении. Поскольку масс-независимое фракционирование изотопов было обнаружено во многих атмосферных кислородсодержащих соединениях и было произведено в лабораторных фотохимических экспериментах с кислородом, то вполне возможно, что и масс-независимые изотопные эффекты серы возникли также в атмосферной среде (Farquhar et al., 2000, 2001). Действительно, в фотохимических лабораторных экспериментах получили изотопные аномалии в восстановленных (например, элементарной сере) и окисленных соединениях серы (например, в сульфатных аэрозолях) путем использования ультрафиолетового (УФ) излучения для диссоциации газообразного диоксида серы (SO₂) в бескислородной среде. Однако к настоящему времени так и не удалось экспериментально воспроизвести особенности корреляционных отношений между изотопными аномалиями серы $\Delta^{36}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$, наблюдаемые в архейских породах, а именно: $\Delta^{33}\text{S}/\delta^{34}\text{S} \approx 0.9$ и $\Delta^{36}\text{S}/\Delta^{33}\text{S} \approx -0.9$. Поэтому проблема выявления источников серы и процессов, приводящих к возникновению масс-независимых изотопных эффектов в архейских породах, остается неразрешенной.

В нашем исследовании были применены методы экспериментального моделирования фотохимических процессов SO₂ с целью выявления закономерностей в поведении масс-независимых эффектов в продуктах фотолиза SO₂ в зависимости от спектральных характеристик излучения. Задачи экспериментов сводились к тому, чтобы воспроизвести закономерности фракционирования изотопов серы, наблюдаемые в архейских осадочных породах. Для проведения фотохимических экспериментов была использована установка, состоящая из трех основных элементов - источник УФ-излучения, проточная реакционная камера и система подачи газов. В наших экспериментах источником УФ излучения были - ксеноновая лампа, генерирующая сплошной спектр от 200 нм и более, ртутная лампа низкого давления, с дискретным излучением на длинах волн 185 нм и 254 нм и лазерная система UP-213 с излучением на длине волны 213 нм. Фотолиз SO₂ проведен в бескислородной атмосфере, в качестве буферного газа использовался гелий, парциальное давление SO₂ варьировали от 1013 до 70 мбар. По результатам экспериментов были получены изотопные данные для элементарной серы – конечный продукт фотохимических реакций. Анализ изотопного состава серы $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{33}\text{S}$ и $\delta^{36}\text{S}$ в образцах элементарной серы был проведен, используя локальный метод фторирования образцов с применением лазерной абляции

(Ignatiev et al., 2018; Velivetskaya et al., 2019). Фторирование продуктов лазерной абляции происходило в проточном никелевом реакторе при 350 °C в присутствии пентафторида брома (BrF₅). Сера была конвертирована в гексафторид серы (SF₆) и очищена от других продуктов фторирования. Определение изотопных отношений серы в SF₆ проводили путем одновременного измерения ионных токов m/z 127 (³²SF₅⁺), 128 (³³SF₅⁺), 129 (³⁴SF₅⁺) и 131 (³⁶SF₅⁺) на изотопном масс-спектрометре MAT 253. Величина отклонения от масс-зависимого изотопного фракционирования (изотопная аномалия) обозначена, как Δ и представлена в следующей форме: $\Delta^{33}\text{S} = \delta^{33}\text{S} - 1000 \times \left[\left(1 + \frac{\delta^{34}\text{S}}{1000} \right)^{0.515} - 1 \right]$ и $\Delta^{36}\text{S} = \delta^{36}\text{S} - 1000 \times \left[\left(1 + \frac{\delta^{34}\text{S}}{1000} \right)^{1.90} - 1 \right]$. Воспроизводимость результатов (1 σ) в повторных анализах международного стандарта IAEA-S-1 была 0.15 ‰, 0.02 ‰ и 0.3 ‰ для $\delta^{34}\text{S}$, $\Delta^{33}\text{S}$ и $\Delta^{36}\text{S}$, соответственно.

Полученные результаты из наших фотохимических экспериментов можно подытожить следующим образом. Источник, ответственный за возникновение изотопной аномалии серы в архейских породах, может быть ассоциирован с процессами фотолиза SO₂. Характер проявления изотопных эффектов при фотолизе SO₂ зависит от спектрального состава излучения и интенсивности спектральных компонентов. Наблюдаемые в экспериментах масс-независимые изотопные эффекты существенно различаются как по магнитуде $\Delta^{36}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$, так и по соотношению между этими величинами в продуктах фотохимических реакций, протекающих под воздействием УФ излучения на разных длинах волн. Показано, что архейские отношения $\Delta^{33}\text{S}/\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{36}\text{S}/\Delta^{33}\text{S}$ могут быть воспроизведены в эксперименте путем комбинации таких параметров, как спектральный состав излучения, интенсивность спектральных компонентов и парциальное давление SO₂. В нашем исследовании масс-независимые изотопные эффекты, величина которых сравнима с архейскими значениями, являются результатом смещения продуктов фотохимических реакций, инициируемых излучением из диапазонов длин волн $\lambda < 200$ нм и $\lambda > 200$ нм. Мы полагаем, что воздействие излучения с длинами волн $\lambda < 200$ нм на SO₂ является обязательным условием продуцирования изотопных аномалий в архейской атмосфере. Поэтому можно полагать, что масс-независимые изотопные эффекты, наблюдаемые в архейских породах, отражают активную роль коротковолнового излучения ($\lambda < 200$ нм) в продуцировании изотопных аномалий в ранней атмосфере Земли. Не исключено, что в ранней атмосфере Земли процессы фотолиза SO₂ под воздействием коротковолнового излучения могли протекать как в стратосфере, так и в тропосфере. Экспериментальные исследования условий и источников, ответственных за возникновение изотопной аномалии в архейских породах, имеют решающее значение в познании природных процессов на ранних этапах развития Земли.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00102).

Литература:

- Farquhar J., et al. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle // Science. 2000. Vol. 289. № 5480. P. 756–759.
- Farquhar J., et al. Observation of wavelength-sensitive mass-independent sulfur isotope effects during SO₂ photolysis: Implications for the early atmosphere // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. № E12. P. 32829–32839.
- Ignatiev A.V., et al. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // Chem. Geol. 2018. Vol. 493. P. 316–326.
- Ono S. Photochemistry of sulfur dioxide and the origin of mass-independent isotope fractionation in Earth's atmosphere // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2017. Vol. 45. № 1. P. 301–329.
- Velivetskaya T.A., et al. An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ($\Delta^{33}\text{S}$ and $\Delta^{36}\text{S}$) in sulfides with high precision // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2019. Vol. 33. № 22. P. 1722–1729.

Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА И ГЕНЕЗИС НЕОАРХЕЙСКОЙ КЕЙВСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ветрин В.Р.^{1,2}, Velousova Е.А.³

¹Геологический ин-т Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

²Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия,
vetrin.val@gmail.com

³Macquarie University, Sydney, Australia, elena.belousova@mq.edu.au

В восточной части Кольского полуострова щелочными породами – агапитовыми щелочными и субщелочными гранитами, граносиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами образована неоархейская Кейвская щелочная провинция площадью более 2500 км² (рис. 1). Наиболее ранние по времени образования магматиты повышенной щелочности представлены ассоциацией латитов-монцитонитов-гранитов (АЛМГ) с возрастом 2674±6 млн лет.

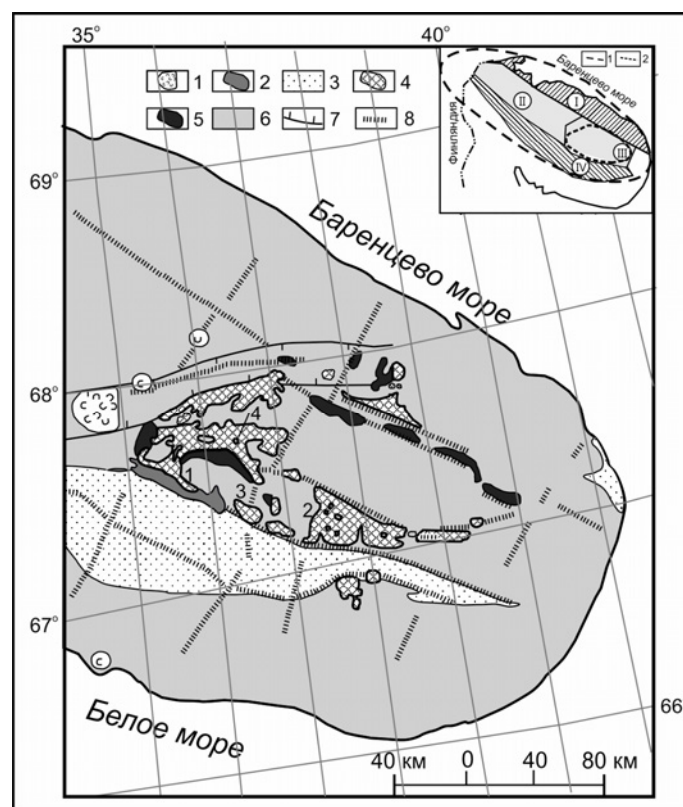


Рис. 1. Схема размещения массивов щелочных пород в восточной части Кольского полуострова (по И.Д. Батиевой, 1976, с изменениями). 1 – палеозойские интрузии щелочных пород. 2 – палеопротерозойские интрузии основного состава. 3 – эффузивно-осадочные породы палеопротерозойского Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта. 4 – неоархейские щелочные породы (массивы: 1 – Белые Тундры, 2 – Понойский, 3 – Кукшинский, 4 – Сахарйокский). 5 – неоархейские интрузии основного состава. 6 – нерасчлененные породы архейского фундамента. 7 – региональные зоны глубинных разломов. 8 – глубинные разломы в архейском фундаменте. Вверху во врезке – схема тектонического районирования северной части Кольской субпровинции Балтийского щита. I–III – мегаблоки: I – Мурманский, II – Кольско-Норвежский, III – Кейвский, IV – Печенга-Имандра-Варзугский палеорифтогенный пояс. 1 – контур проявления неоархейской тектонотермальной активности мантийно-плюмового типа (Mints, Eriksson, 2016), 2 – границы неоархейской Кейвской щелочной провинции.



К более поздним, преобладающим в составе провинции относятся щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, образующие 12 массивов площадью от 3 до 1300 км², и формировавшиеся в интервале 2674–2666 млн лет. Породы АЛМГ, щелочные и субщелочные граниты относятся к калиевым высокожелезистым породам, недосыщенным алюминием, содержащим повышенные концентрации Rb, Cs, Th, Nb, U, Zr, Hf, Y, PЗЭ, и по составу соответствуют гранитам А₂ – типа (Eby, 1992). На диаграмме соотношений SiO₂ с компонентами состава пород точки состава гранитоидов при увеличении концентраций кремнезема образуют тренды с уменьшением содержаний Al₂O₃, FeO*, MgO, CaO, Ba, Sr, P, Ti и увеличением концентраций K, Na, Rb, Cs, Th, Nb, U, Zr, Hf, PЗЭ, железистости (F_{ат}) и коэффициента аргитности (K_{агп}), что было обусловлено, вероятно, различной степенью кристаллизационной дифференциации исходных расплавов. Щелочной магматизм провинции завершился образованием Сахарйокского массива щелочных и нефелиновых сиенитов с возрастными, соответственно, 2645±7 и 2613±35 млн лет.

Изотопный состав Hf в 75 образцах датированных на SHRIMP II кристаллах циркона определен в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом лазерной абляции (Photon-Machines Excimer System) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (Nu-Plasma MC-ICPMS) по методике (Griffin et al., 2000). Анализ изотопного состава Hf выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb SIMS датирование, с диаметром точек определения около 40–50 мкм и глубиной кратера 20–40 мкм. Измерения изотопного состава Nd в породах, из которых был выделен и проанализирован циркон, выполнены на масс-спектрометре TRITON TI фирмы ThermoFinnigan MAT в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Результаты определения изотопного состава Hf в цирконе и Nd в породах приведены в (Ветрин и др., 1999; Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2019; Зозуля и др., 2007) и представлены на рис. 2.

Преобладающая часть изученных кристаллов циркона из гранитов представлена неоархейским зональным цирконом магматического генезиса. В субщелочных и щелочных гранитах присутствует метаморфогенный циркон палеопротерозойского возраста, образующий каймы вокруг зональных кристаллов. В нефелиновых сиенитах Сахарйокского массива помимо магматических кристаллов изучен циркон гидротермального и метаморфогенного генезиса с возрастными, соответственно, 1832±7 и 1784±13 млн лет.

По величине инициального отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf все изученные цирконы находятся в районе возрастного тренда эволюции однородного хондритового резервуара (CHUR), располагаясь в полях составов циркона из неоархейской нижней коры региона, тоналитов Кольской сверхглубокой скважины и эклогитов северной части Беломорского подвижного пояса. Для всех указанных пород предполагается базитовый состав и мантийный генезис протолитов. Существенная информация о принадлежности расплавов к мантийным или коровым производным, а также об эволюции исходных расплавов может быть получена при сопоставлении данных по изучению Lu-Hf и Sm-Nd изотопных систем в цирконе и вмещающих породах (рис. 2). Цирконы из кварцевых монзонитов АЛМГ и щелочных гранитов при существенном разбросе частных определений имеют средние значения εHf(T), соответственно, в -0.5±1.8 и -0.1±1.5. Близкие к хондритовым средние значения εHf(T) в изученных цирконах могли быть получены, вероятно, как при смешении вещества эволюционировавших ювенильных источников, так и отвечать составу примитивного недифференцированного мантийного источника. В то же время изотопный состав Nd в породах АЛМГ и щелочных гранитах отличается от CHUR отрицательными значениями εNd(T), что было вызвано, вероятно, вкладом в состав расплавов корового вещества, и на диаграмме в координатах εNd(T)–εHf(T) проявлено в сдвиге точек состава циркона в сторону неоархейской континентальной коры.

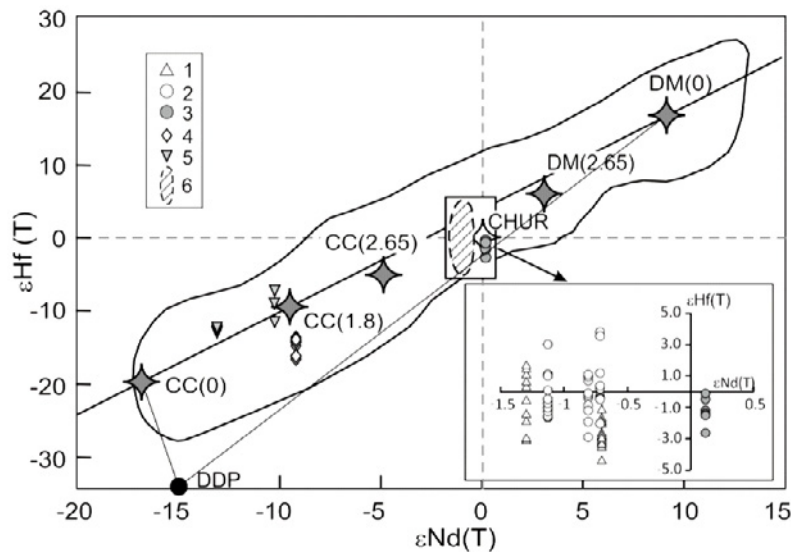


Рис. 2. Диаграмма изотопного состава цирконов в координатах $\epsilon\text{Nd}(T)$ – $\epsilon\text{Hf}(T)$ по (Vervoort, Blichert-Toft, 1999; Tolstikhin, Kramers, 2008). СС – континентальная кора, DM – деплетированная мантия, DDP – резервуар переходной зоны кора-мантия (D^{''}). Значения СС и DM для возрастов 2.65 и 1.8 млрд лет рассчитаны по модели эволюции коры и мантии (Tolstikhin, Kramers, 2008). Цифры в скобках – значения возраста (млрд. лет). 1 – АЛМГ, 2 –щелочные и субщелочные граниты 3 – щелочные сиениты массива Сахарйок, 4 – гидротермальные цирконы, 5 – метаморфические цирконы, 6 – область составов цирконов из АЛМГ, субщелочных и щелочных гранитов. Высота значков на диаграмме соответствует погрешности определения ($\pm 1\sigma$). Во врезке показаны результаты определения изотопного состава цирконов магматического генезиса.

Для рассматриваемых пород свойственны высокие концентрации ряда редких элементов и повышенные значения отношений Y/Nb (1.9–2.5) и Yb/Ta (3.4–3.7), характерные для гранитов, образованных за счет коровых источников. По величине отношения Th/U=5.7 граниты сопоставимы с производными нижней коры. Приведенные данные свидетельствуют о мантийно-коровом составе исходных расплавов АЛМГ и щелочных гранитов. Цирконы из щелочных сиенитов Сахарйокского массива, имеющие наиболее радиогенные изотопные характеристики, на диаграмме в координатах $\epsilon\text{Nd}(T)$ – $\epsilon\text{Hf}(T)$ расположены в поле состава однородного хондритового резервуара (CHUR). Происхождение таких расплавов, имеющих $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Hf}(T) \leq 0$, связывается с плавлением вещества архейской субконтинентальной литосферной мантии (Griffin et al., 2000), испытавшей локальные процессы мантийного метасоматоза в результате плюм-литосферного воздействия. Для палеопротерозойских цирконов метаморфогенного и гидротермального генезиса пониженные отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ и $\epsilon\text{Nd}(T)$ определяют положение точек их составов в левой нижней части диаграммы в координатах $\epsilon\text{Nd}(T)$ – $\epsilon\text{Hf}(T)$, в районе общего состава континентальной коры с возрастом ≤ 1.8 млрд лет.

Изучение геологии и петрологии неархейских щелочных пород Кейвской провинции свидетельствует о тесной возрастной и пространственной сопряженности основного и щелочного магматизма (Батиева, 1976). Внедрению щелочных пород предшествовало образование интрузий габбро-лабрадоритов, имеющих возраст, 2.68–2.66 млн лет (Баянова, 2004). Вариации $\epsilon\text{Nd}(T)$ в породах этих массивов составляют от 0.12 до 0.83 (Кудряшов, Мокрушин, 2011), и приближаются к их значениям в CHUR. Щелочные граниты содержат ксенолиты основных пород – габбродиабазов, габбро, габброноритов, которые по составу и возрасту коррелируются с породами дайкового комплекса в окружении массива. Эти данные позволяют полагать, что около 2.7 млрд лет назад к основанию литосферной мантии северо-восточной части Балтийского щита всплыл глубинный диапир (плюм), при дифференциации



которого были образованы расплавы, исходные для габбро-лабрадоритов, даек и ксенолитов в гранитах. Во время подъема плюма сопровождавший и опережавший его флюидный поток производил метасоматическое изменение (щелочной метасоматоз) литосферной мантии и расположенных выше пород коры с обогащением их щелочами и элементами примесей (Martin, 2006). При внедрении высокотемпературных базитовых расплавов в литосферную мантию и нижнюю кору происходило плавление метасоматически измененных пород. Образованные кремнекислые расплавы могли наследовать обогащенную микроэлементами природу протолитов, которая передается внутриплитным гранитам А-типа (Frost, Frost, 1997). При подъеме в верхнюю кору палингенные расплавы изменяли свой состав в процессе фракционной кристаллизации с образованием более кремнекислых субщелочных и щелочных составов. Образование расплавов сиенитов Сахарйокского массива могло происходить при плавлении метасоматически измененной литосферной мантии, на 20–50 млн лет позже кристаллизации массивов щелочных гранитов.

Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 ГИ КНЦ РАН при частичной поддержке госконтракта № 13/17-1. Авторы благодарны И.Н. Толстихину (ГИ КНЦ РАН) за ряд замечаний, учтенных при написании статьи.

Литература:

- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука. 1976. 224 с.
- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б., Тиммерман М., Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Балашов Ю.А. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178–1190.
- Ветрин В.Р. Изотопно-геохимическая систематика (Sm-Nd, Lu-Hf) неoarхейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения // Записки Рос. Минер. общества. 2018. Ч.СXLVII. № 4. С. 1–13.
- Ветрин В.Р., Кременецкий А.А. Lu-Hf изотопно-геохимическая систематика циркона и генезис неoarхейских щелочных гранитов Кейвского мегаблока, Кольский полуостров // Геохимия. 2020. № 6. С. 533–547.
- Ветрин В.Р., Белоусова Е.А. Lu-Hf изотопный состав циркона из сиенитов Сахарйокского щелочного массива, Кольский полуостров // Записки Рос. Минер. общества. 2019. Ч. СXLVIII. № 6. С. 14–28.
- Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Серов П.Н. Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита // Доклады АН. 2007. Т. 415. № 3. С. 383–388.
- Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. С. 173–189.
- Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*. // 1992. V.20. P. 641–644.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., O'Reilly S.Y., van Achterberg E., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 133–147.
- Martin R.F. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 125–136.
- Frost C.D., Frost B.R. Reduced rapakivi type granites: the tholeiitic connection // *Geology*. 1997. V. 25. P. 647–650.
- Mints M.V., Eriksson P.G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7. Issue 2. P. 173–232.



Tolstikhin I.N., Kramers J.D. The Evolution of Matter (from the Big Bang to the Present-day Earth). Cambridge. 2008. 521 p.

Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. N. 3/4. P. 533–556.

ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА И ИХ СООТНОШЕНИЕ С КОЛЧЕДАННЫМ РУДООБРАЗОВАНИЕМ

Викентьев И.В.

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

Метаморфизм вулканогенных островодужных комплексов тесно связан с процессами коллизии дуга/континент и, особенно, континент/континент. В системе классификации геологических процессов преобразование колчеданосных толщ (Урал, Рудный Алтай) отвечает нескольким типам метаморфизма. В орогенных областях, типичными представителями которых являются Урал и Алтай, все его генетические типы – включая метаморфизм погружения, динамический и контактовый – являются подчиненными орогенному или, рассматривая шире (Ревердатто и др., 2017), *коллизионному* типу метаморфизма, в современном понимании во многом равнозначному понятию «региональный метаморфизм». На его фоне выделяются сравнительно небольшие – по отношению к суммарному объему породных комплексов – линейные области динамометаморфизма, главным образом, в зонах смятия, и области контактового метаморфизма, обусловленного внедрением крупных гранитных интрузивов и обычно изометричные. И уж совсем узко локальными являются проявления контактового метаморфизма, связанного с внедрением даек, преимущественно мафических, и заметного на расстоянии не более 1 м от контакта, а также в ксенолитах внутри этих даек. Но на масштабном уровне отдельных рудных месторождений эти «второстепенные» типы нередко являются основными, поскольку они полностью видоизменяют геологическое строение месторождения, текстуры его руд и, нередко, их минеральный состав.

В отечественной литературе о динамометаморфизме впервые в 1929 г. упоминает. Важную роль метаморфизма в преобразовании колчеданных месторождений обосновали В.А. Обручев и, особенно, А.Н. Заварицкий (1936). Ключевые работы были выполнены к середине XX в. С.Н. Ивановым и Т.Н. Шадлун для Урала и Б.И. Вейц – для Рудного Алтая. Последующие исследования углубили принципиальные выводы этих авторов (см. обзор Викентьев, 2004). Условия преобразования руд, участие метаморфогенных флюидов и их состав остаются дискуссионными (Prokin, Buslaev, 1999). Проблема контактово-метаморфической регенерации обсуждалась для Рудного Алтая (Вулканогенные ..., 1978) и для Урала (Сначев, 1992). Наблюдаемые признаки эпигенетического образования, особенно крутопадающих рудных тел (вертикальная геохимическая зональность и др.), могут быть объяснены частичной ремобилизацией ранних вулканогенных руд (Овчинников, Жабин, 1979).

Региональный метаморфизм колчеданных руд варьирует от цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фации ($t = 150\text{--}300^\circ\text{C}$, $P = 0.5\text{--}4$ кбар) – на большей части Южного Урала – и зеленосланцевой (большинство месторождений Рудного Алтая) до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ($t = 400\text{--}600^\circ\text{C}$, до 700°C , $P = 1\text{--}6$ кбар) в Иртышской зоне смятия и в средней части Урала – в Карабашском районе в полосе Кыштым-Миасс (табл. 1). Кварц, альбит, хлорит, серицит, эпидот, кальцит, пренит и пумпеллит являются основными метаморфическими минералами. Наименее преобразованные (цеолитовая фация) рудные

залежи сохранились в аллохтонах вне главной зеленокаменной полосы Урала (месторождения Сафьяновское и в Медногорском районе), а также в тектонических блоках вне зон смятия Рудного Алтая. Степень преобразования колчеданных месторождений коррелирует с фациями метаморфизма пород.

Возраст метаморфизма отвечает нескольким фазам герцинского/варисцийского орогенеза в районе 380–360 и 320–240 млн лет назад с основным пиком 300–295 млн лет (Vikentyev et al., 2017). Большинство крупных месторождений характеризуются крутыми и субвертикальными псевдомоноклинальными структурами. Часть их лежит в крупных зонах смятия (Дегтярское, Сан-Донато на Среднем Урале), другие – во второстепенных, в регионально слабо метаморфизованных толщах (Гай, Учалы, Новые Учалы, Сибай на Южном Урале), залежи являются крутопадающими (Сибай) или субвертикальными (прочие).

Таблица 1. Общая оценка характера и температурных условий метаморфизма колчеданных месторождений Урала.

Тип и степень преобразования		t, °C	Примеры месторождений	
			Урал	Рудный Алтай
Региональный метаморфизм	Слабо преобразованные	150–300	Сафьяновское, Комсомольское, Учалы, Н.Учалы, Узельга, Галкинское, Западно-Озерное, Талганское, Александринское	Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Малеевское, Николаевское, Камышинское, Артемьевское
	Умеренно метаморфизованные	200–450	Гайское, Дегтярское, Узельга (рудное тело 4), Озерное, Сан-Донато, Кабанское, Барсучий Лог, Джусинское	Тишинское, Зыряновское, Шубинское, Чекмарь, Стрежанское, Юбилейно-Снегирихинское, Греховское
	Сильно метаморфизованные	300–600	Карабашское, Маукское	Белоусовское, Иртышское, Красноярское
Контактово-регенерированные		350–700	Тарньер, Коктау, Таш-Яр, Весеннее	Парыгинское, Старковское

Отдельные месторождения были сильнее переработаны – в условиях эпидот-амфиболитовой фации коллизийным, главным образом динамическим, метаморфизмом (Карабашская группа, Маук и Кузнечиха) или же регионально-контактовым – в ореоле крупных гранитоидных плутонов (Тарньер, Коктау, Весеннее). На сильно преобразованных месторождениях помимо резкого изменения морфологии рудных тел (плито- и линзообразные тела варьирующей мощности с раздувами и пережимами), происходит изменение текстурно-структурных характеристик, и резко возрастает роль сплошных руд. На большинстве крупных месторождениях Урала (Гай, Дегтярское, Учалинское, Ново-Учалинское, Сибайское, Юбилейное) в рудах есть признаки наложенного динамометаморфизма, вплоть до появления признаков пластического течения сульфидов.

Метаморфизм сопровождается перекристаллизацией и переотложением синвулканических сульфидов; почти полной утратой своего тонкозернистого, колломорфного или брекчиевого облика руд (Сафина и др., 2015). На дометаморфическое отложение основной массы рудного вещества указывают дробление пирита и сфалерита, растаскивание их фрагментов и обтекание пластичным кварц-серицит-хлоритовым агрегатом, а также халькопиритом и блеклой рудой, которые часто слагают тени давления пирита, титаномагнетита и линз микрокварцитов. Зерна пирита обнаруживают признаки роста в направлении минимального сжатия, что свидетельствует об их синметаморфической перекристаллизации.



Типичными признаками метаморфизма являются укрупнение агрегатов сульфидов, а также полосчатые и гнейсовидные текстуры руд (Пшеничный, 1984), характерные для приконтактных зон крупных линз сплошных сульфидных руд. В пирите, помимо золота (переходящего из дисперсной формы в видимую), уменьшается содержание и других примесных элементов – Ag, Te, Sn, Bi, Ge и нек др. В руде отмечаются новообразования: пирротин, магнетит, локально – борнит; появляются редкие минералы Au, Ag, As, Sb, Sn, Ge, Bi, Te, Se, Co, Zn-шпинель и цельзиан, укрупняется самородное золото. Метаморфизм способствует улучшению показателей обогатимости руды. Это относится и к месторождениям, испытавшим воздействие крупных гранитоидных интрузивов (Белогуб и др., 2010; Vikentyev et al., 2017) (Табл. 2).

Таблица 2. Геологические условия контактового метаморфизма колчеданных месторождений Урала.

Тип метаморфизма	Характер контактового метаморфизма	Примеры месторождений
Локальный	Контакты единичных, в т.ч. мощных, даек основного и среднего состава	Учалинское, Ново-Учалинское, Блява, Молодежное, Левиха, Александринское, Октябрьское, Султановское, Галкинское
	Поля (рой) даек основного и среднего состава	Гайское, Узельгинское, Подольское, Новый Шемур, Шемур, Озерное, Летнее, Осеннее, Приорское, Джусинское, Барсучий Лог
Регионально-контактный	Региональные тектонические зоны, сопряженные с Платиноносным поясом	Валенторское
	Рудные поля в контактовом ореоле крупных гранитоидных плутонов, сопряженные с зонами смятия	Кабанское поле, Красноуральское поле, Левихинское поле; Зюзельское, Ольховское, Таш-Яр
	Рудные поля в контактовом ореоле крупных гранитоидных плутонов	Тарньер, им.50-летия Октября (Коктау), Весеннее, Авангард, Лучистое

Процессы *контактового метаморфизма* проявились на месторождениях Красноуральского и Кабанского рудных полей (Ср. Урал), Тарньер (Сев.Урал), Таш-Яр (Ю.Урал), им. 50-летия Октября и Весеннее (Сев. Мугоджары); местами метаморфизм достигал амфиболитовой фации. В сульфидных агрегатах развиты нехарактерные для первичных колчеданных руд структуры: пегматоидная, графическая, симплектитовая, порфиروبластовая, маркирующие процессы перекристаллизации рудного вещества и его частичного плавления.

На месторождении Таш-Яр (Сначев, Рыкус, 2020) внедрение гранитов сопровождалось формированием растянутой на сотни метров латеральной зональности (с удалением от массива) Cu→Zn→Pb, Ag (Vikentyev et al., 2017). В связи с коллизией, в пермское время в торцевой части Ахуновского массива, действовавшего при широтном сжатии и субмеридиональном правостороннем смещении как гигантская будина, происходили интенсивные деформации. Крутопадающие структуры растяжения СВ простирались способствовали миграции гидротермальных флюидов и образованию кварц-халькопиритовых и кварц-сфалеритовых жил. Метаморфическая природа флюидов подчеркивается их высокими давлениями (Викентьев и др., 2009). Более сильный метаморфизм, вплоть до частичного плавления, испытали руды месторождений Тарньер, Весеннее и им. 50-летия Октября (Коктау). Роль перераспределения химических элементов в крупных колчеданных линзах с обогащением Cu и Zn их краевых частей и верхних выклинок



показана для объектов Тагильской мегазоны (Красноуральский рудный район, см. Кривцов и др., 1979), а для месторождений Южного Урала наблюдается реже; наиболее очевидна она для Гайского месторождения (Vikentyev et al., 2017).

Метаморфогенная миграция химических элементов проявлялась в рудах Урала на различных масштабных уровнях: от уровня минеральных зерен (перераспределение микропримесей в сульфидах и сульфосолях, образование полосчатых и гнейсовидных текстур течения, теней давления) до месторождения – с локальной, до первых сотен метров, миграции металлов (Cu, Zn, Pb, Ag, Au) с их концентрированным переотложением в зонах палеорастяжения и по восстанию рудных тел, возникновением вторичной геохимической зональности.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 18-05-70041 и 20-05-00849.

Литература:

Белогуб Е.В., Молошаг В.П., Новоселов К.А., Котляров В.А. Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2010. 139(6):82–92.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Науч. мир, 2004. 340 с.

Викентьев И.В., Карпухина В.С., Носик Л.П., Еремин Н.И. Условия формирования цинково-колчеданного месторождения Таш-Яр, Южный Урал // Докл. РАН. 2009. 428(5):633–636.

Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). Под ред. Яковлева Г.Ф. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 280 с.

Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще // Труды ГИН АН СССР. 1936. 5:26–66.

Кривцов А.И., Гераков А.Н., Шишаков В.Б. Рудная и метасоматическая зональность колчеданных месторождений Урала. М.: ВИЭМС, 1979. 47 с.

Овчинников Л.Н., Жабин А.Г. Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С.130–145.

Пшеничный Г.Н. Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. М.: Наука, 1984. 208 с.

Ревертатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.

Сафина Н.П., Масленников В.В., Масленникова С.П., Котляров В.А., Данюшевский Л.В., Ларж Р.Р., Блинов И.А. Полосчатые сульфидно-магнетитовые руды Маукского медноколчеданного месторождения (Средний Урал): состав и генезис // Геол. руд. месторождений. 2015. 57(3):221–238.

Сначёв В.И. Контактный метаморфизм колчеданных месторождений // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Ред. С.Н. Иванов, В.А. Прокин. Екатеринбург: Наука, 1992. С. 253–259.

Сначёв В.И., Рыкус М.В. Контактного-метаморфические преобразования Таш-Ярского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) // Нефтегаз. дело. 2020. 18(3):6–14.

Prokin V.A., Buslaev F.P. Massive copper-zinc sulphide deposits in the Urals // Ore Geol. Rev. 1999. 14:1–69.

Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geol. Rev. 2017. 85:30–63.



ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Владыкин Н.В.

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

В последние годы выявлено много редкометальных проявлений, связанных с образованиями вулканического генезиса. Примерами вулканических руд подобного генезиса являются Ве- (бертрандитовые) туфы штата Юта (США), Li-Ta онгониты (Монголия, Россия), Nb туфы Австралии, эффузивно-осадочные месторождения Pb, Zn, Li в кальдерах крупных вулканов (США, Узбекистан), а также карбонатитовые (сидеритовые и др.) эксплозивные туффиты Томтора с высокими концентрациями Nb, TR, Y, Sc, Zn, Sr – составляющие до 50 % вещества породы. В Томторском массиве широким распространением пользуются субэффузивные К-щелочные породы – щелочные пикриты и лампроиты. Предполагается, что помимо интрузивных лампроитов из Томторского вулкана извергались и лампроитовые туфы, которые могли стать коренными источниками алмазов россыпей Эбеляхского района Прианабарья. Алмазоносные туффиты в последние годы обнаружены на Урале.

В Забайкалье, в Халютинской провинции карбонатитов, обнаружены арбонатитовые туфы с высокими концентрациями Ba и Sr, реализованные в минералах стронцианита и барита (Коваленко и др., 1997).

Очень интересна в этом отношении карбонатитовая провинция Ю. Гоби, в Монголии, особенно район Мушугай-Худук. В вулкано-плутоническом комплексе, о котором дальше пойдет речь, работами Советско-Монгольской экспедиции АН СССР (Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др.) обнаружены сотни дайковых образований мелкозернистых кальцитовых и кальцит-флюоритовых карбонатитов, переходящих во флюорит-целестин-кварцевые породы с TR-минерализацией, магматический генезис которых доказан в работах И.А. Андреевой, В.Б. Наумова, В.И. Коваленко и др. В некоторых участках жерловые фации небольших вулканов сложены минерализованной полевошпатовой брекчией, содержащей до 1.5 % TR, которая рассечена в виде штокверка многочисленными жилами кальцит-флюоритовых карбонатитов. Более ранними по отношению к карбонатитам TR-Fe рудами комплекса являются жильные апатит-магнетитовые (с целестином) образования (TR 1–3 %) и мономинеральные апатитолитовые штоки или жерловые фации вулканов с магнетитовыми «пробками». Иногда магнетитовые обособления образуют слой в апатитолитах. Текстуры этих магнетитовых слоев очень своеобразны. Они состоят из агрегатов крупнозернистых (до 10 см) копьевидных кристаллов магнетита, вытянутых по четверной оси октаэдрического габитуса. Эти агрегаты напоминают гиганские дендритовидные выделения. Подобные агрегаты могли образоваться при очень быстрой кристаллизации магнетита из расплава и похожи на агрегаты кристаллов в застывшем металле. Мощность этого кольцевого магнетитового слоя до 1 метра при диаметре дуги 8–10 метров. Апатитолитовый шток (или вулкан) округлой формы с диаметром 15 метров, в центре которого расположено тело слюдосодержащего магнетитолита, размером до 2 м. Апатитолиты имеют кольцевую трахитоидность вокруг магнетитового центра, выраженную удлинением кристаллов апатита. Среднезернистые апатитолиты периферической части к центру сменяются более мелкозернистыми образованиями. Апатитолиты состоят на 90–95% из кристаллов TR-apatита (TR – 5–8 %) и 5–10 % разрушенной и ожелезненной стекловатой массы. Эти породы содержат до 15 % TR₂O₃, причем до половины редких земель содержатся в разрушенной основной массе. По запасам редкоземельных элементов это месторождение входит в пятерку крупнейших в мире. Особое место занимают в карбонатитовом комплексе Мушугай-Худук жильные тела, которые по нашим представлениям являются мелкими



боковыми трещинными прорывами вулканов. Они сложены мелкозернистыми брекчиями, состоящими из ограненных кристаллов апатита, флюорита, магнетита и скоплений целестина и содержат TR_2O_3 1–5 %, SrO до 5 %, F до 10 %. В самом позднем по времени излияния, поле вулканитов трахилипаритового состава, обнаружены потоки Li-F онгонитов и Ве-содержащие липаритовые туфы. Однако наиболее экзотическими образованиями этого комплекса пород являются силикатно-карбонатные туффзиты с церусситом, концентрации PbO в которых доходит до 17 %.

Туффзиты образуют дайкоподобное тело субширотного простирания, которое вероятно являлось трещинно-боковым прорывом трахитового вулкана, жерло которого находится в 1 км к северо-западу. Тело падает на север под углом 50–70 градусов, мощность его около 5 м и протяженность 50–70 м. Туфы сложены на 70–80 % желтым пелитовым веществом глинисто-кальцит-кварц-язритового состава, на 10–15 % зернами округлого прозрачного церуссита розового цвета, размер зерен которых достигает 1–3 мм. Кроме того, встречаются мелкие зерна барита, флюорита и сферолитовые дендриты магнетита. Туфы содержат 10–17 % PbO, 3–5 % TR (минеральная форма неизвестна), 1–3 % BaO, 2–3 % F, 5–8 % SO_3 , 5–10 % CO_2 , до 1 % P_2O_5 и до 5 % H_2O и являются новым типом руды на Pb в карбонатной форме.

Выявлены минералы-концентраторы редких элементов в карбонатитовых туфах различных щелочных провинций и геохимическая специфика этих пород. На основе геохимических и изотопных данных доказана их генетическая связь с силикатными породами K-щелочных комплексов.

Вероятно, карбонатитовые туфы имеют более широкое распространение в различных провинциях мира. Они легко разрушаются, поэтому их трудно обнаружить. При разрушении подобные породы легко обогащаются полезными компонентами и могут представлять промышленный интерес.

Экспериментальные исследования систем с P_2O_5 , F, CO_2 , H_2O , SiO_2 , CaO, BaO, SrO, K_2O и т.д. подтверждают эти выводы и указывают на возможность расслоения водогазонасыщенных расплав-флюидов на отдельные составляющие, что мы часто наблюдаем в природных объектах. Наилучшим подтверждением возможности магматического генезиса карбонатитов является пример неоднократных извержений из вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи (Ц. Африка) карбонатитовых лав. Изменение генетических представлений геологов на генезис пород карбонатитовых комплексов привели к более пристальному изучению вулканических образований, особенно туфов на предмет их рудоносности.

Нами проанализированы изотопы углерода и кислорода более 100 проявлений вулканогенных пород мира (рис. 1–3). Это вулcano-плутонические комплексы, для которых по соотношению изотопов стронция и ниодима определены мантийные источники. Вулканические образования генетически связаны с плутоническими и так же имеют мантийные источники, хотя изотопы кислорода имеют метки от 10 до 30 промилей.

Такие высокие значения изотопов кислорода, вероятно, связаны с захватом и их смесимостью с изотопами воздуха и водозных вод, попадающие в вулканы при извержении этих пород.

В настоящее время исследование редкометальных вулканитов является перспективным для обнаружения новых видов месторождений редкометального минерального сырья.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00261_a и государственного задания по Проекту № 0284-2021-0008.

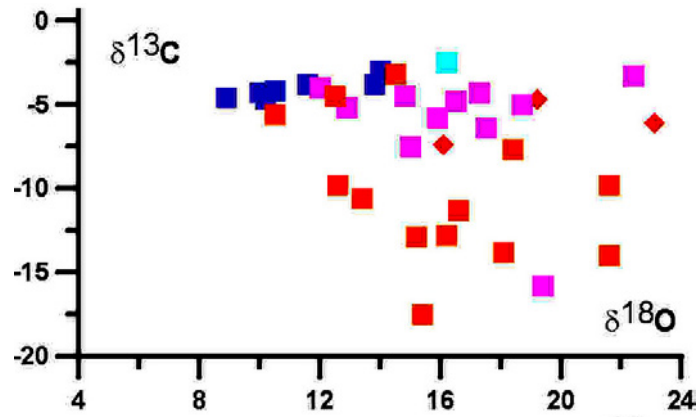


Рис. 1. Изотопия углерода и кислорода в породах м. Кайзерштуль.

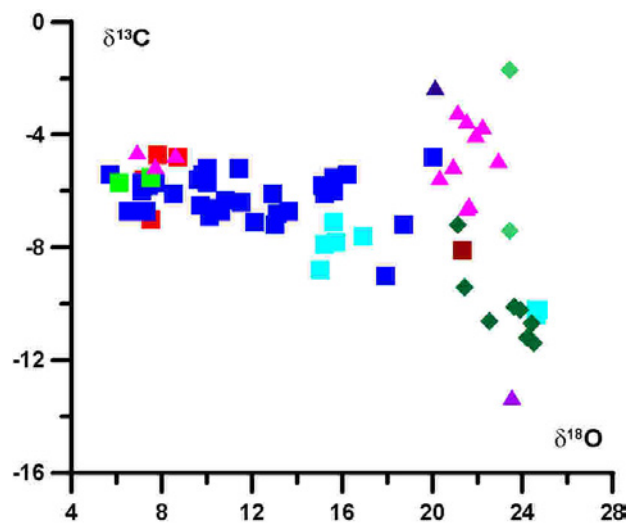


Рис. 2. Соотношения изотопов С и О в карбонатах и рудах Томторского массива.

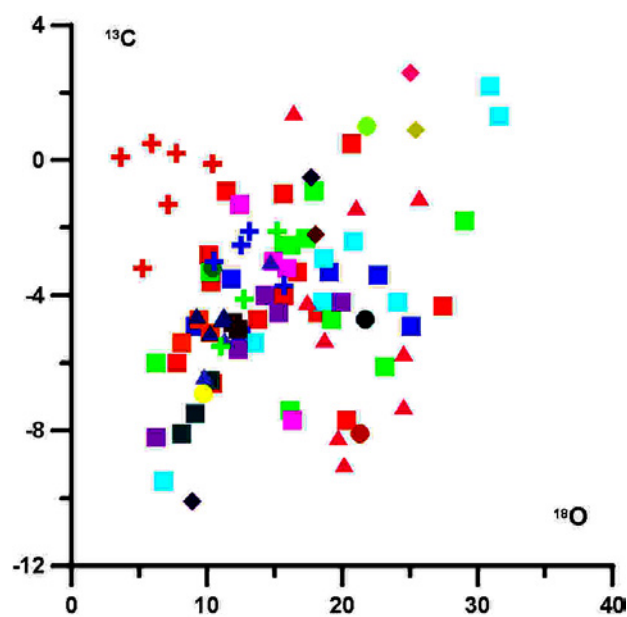


Рис. 3. Соотношение изотопов О и С в вулканогенных породах.



ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МОРОЗОВСКОЙ И СОКОЛЬНИНСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНЫХ ДУГ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ПАЙ-ХОЙ)

Вовчина Т.А.

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

В геологическом строении северо-западной части Пай-Хоя значительную роль играют островодужные образования позднерифейско-вендского возраста, которые находятся в ядре антиклинальной структуры Амдерминского блока. Амдерминский блок представляет собой горст-антиклинорий, северо-восточное крыло которого сложено карбонатными отложениями амдерминской свиты, а юго-западное – вулканогенно-осадочными и терригенными породами морозовской и сокольнинской свит (Канева, 2016). Внутреннее строение докембрийского комплекса, выходящего на поверхность в пределах этого блока, осложнено крупным субмеридиональным надвигом, проходящим в его восточной части.

Небольшие позднепротерозойские интрузивные магматические тела локализованы в полях распространения морозовской (морозовские субвулканические образования основного состава) и сокольнинской (сокольнинские субвулканические образования кислого состава) свит.

Изучение петрографического состава докембрийских образований северо-западного Пай-Хоя позволило выявить, что вулканыты в составе морозовской и сокольнинской свит формируют свои обособленные непрерывные серии – трахибазальт-трахиандезитовую и андезибазальт-риодацитовую соответственно.

По петрохимической классификации магматические образования морозовской свиты характеризуются широким спектром составов от пикробазальтов до риодацитов. Большая часть составов попадают преимущественно в область субщелочной серии, лишь породы среднего и кислого составов относятся к серии нормальной щелочности. Наблюдаются вариации от низкокалиевых, через умереннокалиевые (преобладают) до высококалиевых разновидностей. По содержанию TiO_2 породы морозовской свиты разделились на низкотитанистые (развиты в пределах основного поля свиты) и высокотитанистые (слагают блок возвышенностей Нядэйпэ-Няруйпэ).

Вулканыты сокольнинской свиты по химическому составу варьируют от базальтов до риолитов. На диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ большая часть составов локализуется в области серии нормальной щелочности и лишь несколько точек основного и среднего составов – в области субщелочной серии. По содержанию K_2O породы преимущественно умереннокалиевые до высококалиевых.

Вулканыты морозовской и сокольнинской свит относятся к известково-щелочной серии. Высокотитанистые базальты морозовской свиты блока Нядэйпэ-Няруйпэ принадлежат толентовой серии.

Особенности химического состава пород могут быть использованы для реконструкции геодинамических обстановок их формирования. Так, обогащенность вулканических пород, развитых в пределах основного поля морозовской свиты, и вулканытов сокольнинской свиты крупноионными элементами и обедненность высокозарядными свидетельствует о том, что магматический расплав, из которого кристаллизовались породы, формировался в надсубдукционной островодужной обстановке (Фролова, 1997). Более высокие концентрации крупноионных элементов в породах сокольнинской свиты и связанных с ними субвулканических образованиях по сравнению с породами морозовской свиты, свидетельствуют о том, что сокольнинские породы были образованы в обстановке более зрелой островной дуги.

Вулканыты морозовской свиты из блока Нядэйпэ-Няруйпэ отличаются от островодужных образований заметно более высокими содержаниями высокозарядных



элементов. Выплавление таких расплавов могло происходить в зоне задугового спрединга (Фролова, 1997).

На диаграммах, применяемых для реконструкции геодинамических обстановок базальтоидов, фигуративные точки пород основного состава морозовской свиты (ее главного района распространения), сокольнинской свиты и связанных с ними субвулканических образований попадают в поля островодужных пород, а точки составов высокотитанистых базальтов блока Нядейпэ-Няруйпэ – в поля базальтов срединно-океанических хребтов, обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) или базальтов океанических островов, похожих по химическому составу на E-MORB.

Для объяснения последовательности образования Морозовской и Сокольнинской островных дуг нами была привлечена модель эволюции островодужной системы, разработанная П.Ю. Плечовым для Курило-Камчатской дуги (Плечов, 2008).

Согласно этой модели островодужная система в случае полной эволюции претерпевает 4 стадии развития: 1) примитивную, 2) развитую, 3) стадию перескока зоны субдукции (формируется вторая параллельная дуга), 4) зрелую.

Высокомагнезиальные низкокальциевые вулканы морозовской свиты, имеющие низкие суммарные концентрации и недифференцированный характер распределения REE фиксируют примитивную (начальную) стадию развития островодужной системы. Непрерывная трахибазальт-трахиандезитовая серия морозовской свиты (более высокие концентрации K, REE и LILE) формировалась на развитой стадии.

Высокотитанистые базальты блока Нядейпэ-Няруйпэ, имеющие геохимические характеристики зон задугового спрединга, и непрерывная андезибазальт-риодацитовая серия сокольнинской свиты в целом с более высокими суммарными концентрациями REE и LILE отражают третью стадию развития данной палеостроводужной системы. С данной моделью согласуется омоложение возраста палеодуг с северо-востока на юго-запад и северо-восточное (в современных координатах) погружение зоны субдукции.

Таким образом, позднедокембрийские магматические образования северо-западного Пай-Хоя сформировались в островодужной надсубдукционной обстановке и обстановке задугового спрединга. Геологические, петрографические и петрогеохимические данные свидетельствуют о существовании двух пространственно разобщенных палеодуг. Породы морозовской свиты представляют собой фрагменты позднерифейской Морозовской палеостроводужной дуги и области задугового спрединга, а вулканы сокольнинской свиты являются реликтами более молодой Сокольнинской палеостроводужной дуги рифейско-вендского возраста.

Литература:

Канева Т. А. Петрогенезис и геодинамика позднедокембрийских вулканитов северо-западного Пай-Хоя // Вестник И-та геологи Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт. 2016. №12. С. 3–15.

Плечов П. Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минерал. наук. М, 2008. 250 с. (к).

Фролова Т.И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.



ТИПОМОРФИЗМ ВЫСОКО-Ti ГРАНАТОВ И ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ИХ ГЕОХИМИИ НА ПРИМЕРЕ ГРАНАТОВ ИЗ ЛАМПРОФИРОВ ТУРЬЕГО МЫСА И КАНДАЛАКШИ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ).

*Возняк А.А.^{1,2}, Носова А.А.^{1,2}, Копылова М.Г.², Сазонова Л.В.^{1,2},
Пересецкая Е.В.^{1,2}, Стифеева М.В.³*

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, e-mail: vozniak@mail.ru*

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

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

Высоко-Ti кальциевые гранаты встречаются в довольно разнообразных породах – от метасоматических пород (Wang et al., 2019) до щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Salnikova et al., 2019, Tarpe et al., 2006). Такие гранаты в значительных количествах вмещают как HFSE, так и REE. Вариации составов гранатов из различных типов пород значительны (Salnikova et al., 2019), что позволяет некоторым исследователям использовать составы для обоснования генетической связи между различными породами, например, между лампрофиром и кимберлитом (Dongre et al., 2016; Choudhary et al., 2020). Однако вопрос о степени вариации составов граната в рамках одного интрузивного массива или одного типа пород остается открытым.

В данной работе мы рассмотрели вариации состава и геохимии гранатов из двух дайковых комплексов лампрофиров Кольского полуострова (Россия): Кандалакша и Турий мыс, и попытались выяснить причины этих вариаций.

Лампрофиры Кандалакши и Турьего мыса представлены ультрамафическими (айликисты, дамтьерниты, альноиты) и щелочными (мончикиты) лампрофиромы, также в дайках Турьего мыса встречены нефелиниты и меланефелиниты, которые близки по составу к мончикитам, но обеднены летучими. Следует отметить также, что карбонатиты Кандалакши близки к айликистам, но отличаются повышенным (более 50 %) содержанием карбонатного компонента. Во всех перечисленных породах, а также в турьяитах из массива Турий мыс нами были встречены и изучены кальциевые гранаты с повышенным содержанием титана.

Нами были выделены 5 типов гранатов, которые отличаются по составу и геохимии. Высоко-Zr тип встречается в центральных зонах гранатов в турьяитах карбонатитах и содержит значительную долю кимцеитового (до 11,5 вес. % ZrO_2) и моримотоит-шорломитовых миналов (до 14 вес. % TiO_2). Спектры REE этих гранатов отличает обогащение HREE (Sm/La – 4.7–7.9; Sm/Yb – 0.39–0.52), а также низкие относительно других гранатов концентрации Nb (262–283 ppm) и высокие концентрации Y (2660–4030 ppm). Такие геохимические особенности могут указывать на кристаллизацию этих гранатов из карбонатно-силикатного расплава (см. коэффициенты в статье Sweeney et al., 1992), который, разделился на нефелинитовую и карбонатитовую жидкости в ходе становления дайкового роя Турьего мыса (Nosova et al., 2021).

Высоко-Ti тип встречается в центральных зонах крупных порфировидных (до 500 мкм) кристаллов граната в мончикитах и характеризуется выраженным обогащением Ti, но без значительного обогащения Zr (до 19 вес. % TiO_2 , до 1 вес. % ZrO_2). Для них характерны слабонаклонные спектры редких земель (Sm/La – 0.3–1.2; Sm/Yb – 0.8–2.2), что также характерно для ранних генераций гранатов в щелочных породах (напр. в глиммеритах комплекса Тамазигхт, Marks et al., 2008). Помимо этого, гранаты имеют средние концентрации Y (205–1142 ppm) и более высокие, по сравнению с Zr-вым типом, высокие содержания Nb (1073–11813 ppm).



Умеренно-Ti гранаты обрастают как высоко-Ti, так и высоко-Zr ядра зерен. Для этого типа характерны горбовидные спектры ($Sm/La - 1.08-3.02$, $Sm/Yb - 3.2-10.3$), большее содержание железа и меньшее содержание Ti и Zr, по сравнению с центральными зонами (до 15 вес. % TiO_2), при этом для них характерны более низкие концентрации Y и Nb (68–277 ppm Y, 269–567 ppm Nb в гранатах из Турьего мыса, и 2221–7070 ppm Nb в гранатах из карбонатита Кандалакаши)

Низко-Ti тип встречается в виде самых поздних кайм, нарастающих на средне-Ti каймы, а также в виде гранатов, которые образуются в результате замещения мелилита в альноите. Для подобных гранатов характерны низкие концентрации Ti по сравнению с гранатами других генераций (до 8 вес. % TiO_2), а также очень низкие содержания REE, форма их спектра близка к средне-Ti зонам ($Sm/La - 0.17-1.01$, $Sm/Yb - 2.7-9.5$), концентрации Y (30–37 ppm) и Nb (90–276 ppm) также низки.

Высоко-Al тип образует обычно мелкие (до 50 мкм) кристаллы, которые растут вместе с кальцитом, имеют самые низкие концентрации Ti среди всех генераций (0.5-2 вес. % TiO_2), а также самым высоким содержанием Al (Al_2O_3 5.1–6.2 вес. %, тогда как в других гранатах максимальная концентрация Al_2O_3 достигает 2.5 вес. %). Они имеют резко деплетированную HREE форму спектра (La/Yb 40–211). Такие значительные вариации составов в рамках генетически единого (Nosova et al., 2021) карбонатит-лампрофирового роя даекне позволяют нам говорить об одном доминирующем процессе их формирования. Вероятно, в процессе формирования разных типов граната могли принимать участие процессы ликвации (аналогично Brod et al., 2003), захвата ранее образованных кристаллов граната, фракционной кристаллизации и кристаллизации из позднего карбонатного и фторидного флюидов, что приводит к значительным вариациям состава гранатов. Это заставляет усомниться в возможности использовать минералогию гранатов для обоснования генетической связи между породами без тщательного петрографического изучения.

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

Литература:

- Brod J. A. et al. Ti-rich and Ti-poor garnet from the Tapira Carbonatite Complex, SE Brazil: fingerprinting fractional crystallisation and liquid immiscibility // International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. 2003. Т. 8.
- Choudhary B. R. et al. Spinel and Ti-rich schorlomite from the Wajrakarur kimberlites, southern India: Implications for metasomatism, diamond potential and orangeite lineage // Ore Geology Reviews. 2020. Т. 126. С. 103727.
- Dongre A. N. et al. Origin of Ti-rich garnets in the groundmass of Wajrakarur field kimberlites, southern India: insights from EPMA and Raman spectroscopy // Mineralogy and Petrology. 2016. Т. 110. №. 2–3. С. 295–307.
- Marks M. A. W. et al. The alkaline-peralkaline Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco: mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source // Journal of Petrology. 2008. Т. 49. №. 6. С. 1097–1131.
- 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
- Salnikova E. B. et al. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. Т. 338. С. 141–154.
- Sweeney R. J., Green D. H., Sie S. H. Trace and minor element partitioning between garnet and amphibole and carbonatitic melt // Earth and Planetary Science Letters. 1992. Т. 113. №. 1–2. С. 1–14.
- Tappe S. et al. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // Journal of Petrology. 2006. Т. 47. №. 7. С. 126–1315.
- Wang M. et al. In-situ major and trace element chemistry of melanite from Tieshan Fe-Cu skarn deposit, Hubei Province, Eastern China: Implications for hydrothermal fluid evolution // Ore Geology Reviews. 2019. Т. 111. С. 102996.



ВУЛКАНИТЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

Войнова И.П., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В.

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

Хабаровск, Россия, ipvoynova@yandex.ru

Сихотэ-Алинский орогенный пояс окаймляет позднемезозойскую границу Азиатского континента и имеет протяженность прядка 1000 км. Он сформировался в мезозое на конвергентной границе восточной окраины Палеоазиатского континента и западной части Палеоокеана и представляет собой тектонический коллаж террейнов, сложенных образованиями различной геодинамической природы и возраста: фрагментами аккреционных призм юры (Самаркинский, Хабаровский, Баджалский, Наданьхада-Бикинский террейны) и раннего мела (Киселевско-Маноминский, Таухинский террейны), раннемеловых островодужных систем (Кемский террейн) и турбидитовых бассейнов (Журавлевско-Амурский террейн). Большое значение для геодинамических реконструкций имеют исследования вулканических образований, по петрохимическим характеристикам которых можно установить геодинамические условия их формирования.

Тектоника и геодинамические реконструкции для Сихотэ-Алинского орогенного пояса отражены в ряде публикаций (Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России, 2006, и др.), в том числе и характеристика вулканических образований различных террейнов. Нами изучены вулканические образования различных террейнов пояса, результаты исследований с подробной их петрохимической характеристикой представлены в нескольких публикациях, посвященных отдельным террейнам (Войнова и др., 2016, 2017, 2020, Кудымов и др., 2015). Данная работа посвящена обобщению материалов по вулканическим образованиям Сихотэ-Алинского орогенного пояса в целом.

В Сихотэ-Алинском орогенном поясе наличествуют вулканические образования различного типа, различного возраста, образованные в различных геодинамических условиях: океанические и связанные с конвергентными границами, т.е. они характеризуют длительную историю Палеоокеана.

Океанические вулканические образования содержатся в разновозрастных терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексах аккреционных призм, сформированных последовательно в разное время. В юрской аккреционной призме (Хабаровский и Самаркинский террейны) океанические вулканические образования ассоциируются с терригенно-кремнистыми образованиями широкого возрастного интервала: от C_3 -P до J_3 включительно, в раннемеловых призмах (Киселевско-Маноминский и Таухинский террейны) – с образованиями J_1 - K_1 возраста. Океанические вулканические образования представлены двумя типами базальтов, соответствующими двум этапам формирования океанической литосферы: 1) базальтами типа T-MORB, формирование которых, вероятно, происходило в обстановке плюма в спрединговой зоне. Они редки, встречены в ассоциации с известняками пермского возраста в меланже Хабаровского террейна и позднеюрского-раннемелового возраста в Нижнеуссурийском сегменте Киселевско-Маноминского террейна в р-оне п. Снарский; 2) базальтами типа OIB и E-MORB, сформированными на внутриплитных океанических островах и подводных возвышенностях из плюмовых обогащенных источников, соответствующих тренду эволюции мантийных магм, причем на различном удалении от зоны спрединга, от минимального в случае E-MORB до максимального в случае обогащенных (в том числе калиевых) щелочных разновидностей, иногда в ассоциации с гемипелагическими отложениями. Базальты этого типа лучше всего сохраняются и преобладают в составе вулканических образований в аккреционных призмах. Они имеют место во всех террейнах и среди образований всех возрастов.



Вулканиды, связанные с субдукционными процессами, либо являются составными частями разрезов самостоятельных островодужных террейнов (Кемский раннемеловой), либо входят в состав аккреционных террейнов (Удыльский сегмент раннемелового Киселевско-Маноминского террейна), либо тектонически включены в разрезы аккреционных призм (позднеюрские Самаркинский и Хабаровский террейны). Кроме того, надсубдукционные вулканиды выявлены в составе сеноман-туронских вулканогенно-осадочных образований утицкой свиты, включаемой в состав амурского комплекса Журавлевско-Амурского турбидитового террейна.

Вулканиды, связанные с субдукционными процессами, включенные в разрезы аккреционных призм, очень редки, обнаруженные представлены двумя типами: 1) базальты со смешанными (надсубдукционными+океаническими) характеристиками, для которых можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга; встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями пермского возраста; 2) собственно надсубдукционные вулканиды – лавобрекчии дацитового состава, петрогеохимия которых характерна для надсубдукционных вулканидов островодужного генезиса, предположительно пермского возраста, встречены в меланже Хабаровского террейна.

Особая ситуация имеет место в Киселевско-Маноминском раннемеловом аккреционном террейне. Этот террейн представлен изолированными сегментами, трассирующими полосу СВ простирания (с ЮЗ на СВ: Приуссурийский, Маноминский, Киселевский, Удыльский), образованными в результате смещения по левосторонним сдвигам и частично скрытыми под перекрывающими позднемеловыми и кайнозойскими вулканидами. Все южные сегменты образованы аккрецированными океаническими терригенно-вулканогенно-кремнистыми комплексами с океаническими базальтами. А самый северный Удыльский сегмент, в отличие от всех остальных, имеет составное строение, в нем тектонически совмещены фрагменты не связанных парагенетически комплексов: аккреционной призмы и островной дуги. Фрагмент аккреционной призмы образует блок, сложен вулканогенно-кремнистым комплексом (титон-валанжин-готерив-баррем) с океаническими внутриплитными базальтами, сходен с аккреционными комплексами других сегментов, в том числе соседнего, близко расположенного Киселевского. Надсубдукционные вулканиды входят в состав вулканогенно-терригенного комплекса (валанжин-готерив-апт-альб-сеноман) и, судя по петрогеохимическим характеристикам, формировались в условиях эпиокеанической островной дуги.

Островодужные вулканиды апт-альбского возраста также входят в состав раннемелового Кемского островодужного террейна.

Надсубдукционные вулканиды выявлены в составе сеноман-туронских вулканогенно-осадочных образований утицкой свиты, включаемой в состав амурского комплекса Журавлевско-Амурского турбидитового террейна, Вулканиды представлены покровными лавами, мелкообломочными туфами и субвулканическими телами, ассоциирующими с плохосортированными терригенными образованиями, для них предполагается формирование в условиях вулканического окраинно-континентального пояса.

Геодинамические реконструкции. Петрогеохимические исследования вулканидов показывают все разнообразие вулканидов Сихотэ-Алинского орогенного пояса, сформированных в различных геодинамических условиях, являющихся своего рода архивными документами длительной палеозойско-мезозойской истории Пацифики.

Комплексирование петрогеохимических исследований вулканидов с палеомагнитными и геохронологическими методами изучения вулканидов и ассоциирующих осадочных пород позволяют также произвести геодинамические ретропекции о палеоположении структур их формирования и сделать последующие тектонические выводы.



Палеомагнитные данные получены для образований Киселевского и Удыльского сегментов Киселевско-Маноминского, Кемского и Журавлевско-Амурского террейнов (Архипов и др., 2019, Диденко и др., 2017, Песков и др., 2019).

Образование океанических пород Киселевского сегмента происходило на широте около 19° с.ш., близкой широте о. Гавайи, и в сходной обстановке. Для кемских островодужных образований установлена палеоширота $36 \pm 6^\circ$ с.ш., удильских – $33 \pm 5^\circ$, т.е. они формировались на близких широтах, а также и в близкое время, судя по геохронологическим данным, ~110 млн лет назад. Но соответствующие островные дуги, вероятно, отстояли от континента на разное расстояние: в пользу более близкого к континенту положения Кемской дуги свидетельствуют большая обогатенность вулканитов и наличие в терригенных осадках Кемской дуги континентального материала, в т.ч. древнего, а в удильских осадках влияние континентальных источников сноса не обнаруживается, о чем свидетельствует наличие и отсутствие в них, соответственно, детритовых цирконов с древними возрастными оценками.

В результате процессов движения океанической плиты, субдукции и смещения вдоль трансформной окраины, а также постагреационных перемещений на различные расстояния изученные комплексы заняли современное положение с координатами: океанические киселевские – $51, 4^\circ$ с.ш. 139° в.д., островодужные удильские – 52° с.ш., 140° в.д., и кемские – $45-46^\circ$ с.ш., $136-137^\circ$ в.д.

Палеоширота формирования утицких образований ($53.7 \pm 10.8^\circ$ с. ш.), ранее включаемых в амурский комплекс, свидетельствует об их практически автохтонном положении. В то же время последние палеомагнитные данные свидетельствуют о формировании песчаников амурского комплекса на более низких широтах ($10^\circ-18^\circ$ с.ш.), т.о. образования утицкой свиты для турбидитовых отложений Журавлевско-Амурского террейна являются перекрывающимися.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 21-55-50001 ЯФ_а) и в рамках Государственного задания ИГиГ ДВО РАН.

Литература:

Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш. (Otoh S.), Нагата М. (Nagata M.), Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. №3. С. 50–75.

Войнова И.П. Вулканиты хабаровского аккреционного комплекса (юг Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 88–97.

Войнова И.П., Зябрев С.В. Петрогеохимия и обстановки формирования вулканитов Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 52–64.

Войнова И.П., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В. Вулканиты Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского аккреционного террейна (Сихотэ-Алинь): петрогеохимия, условия формирования, тектоническая позиция // Тихоокеанская геология, 2020, Т.39, №5. С. 17–33.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с. + цв. карта.

Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. №5. С. 121–138.

Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. № 5. С. 3–18.

Песков А.Ю., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Каретников А.С., Архипов М.В. Палеомагнетизм и петрохимия песчаников горинской и пионерской свит Журавлевско-Амурского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38 № 6. С. 69–80.



ОСОБЕННОСТИ КАРТИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ПО ДАННЫМ АЭРОГАММАСПЕКТРОМЕТРИИ

Володькова Т.В.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, Хабаровск, Россия, tat-volodkova@yandex.ru

Д.С. Коржинским разработаны основы теории метасоматоза, в том числе, физико-химические основы построения метасоматических колонок, частные решения дифференциальных уравнений и модели всех основных типов метасоматоза (Коржинский, 1973; 1993). Из его трудов следовало, что важнейшими независимыми переменными при построении моделей метасоматических колонок являются концентрации элементов, температура и водородный показатель рН. Последователи Д.С. Коржинского (Метасоматизм..., 1998) дали классификацию главных типов преимущественно региональных метасоматитов, установили интервалы типичных для них температур и водородного показателя рН. (Под региональными метасоматитами понимаются преобладающие типы метасоматоза, слагающие рудные поля и узлы с шириной зон порядка 5–15 км). Эти теории, прекрасно описывающие физико-химическую суть метасоматоза, на практике, при получении численных решений дифференциальных уравнений, оказались сложны и трудоемки. Для моделирования необходимо было иметь большое количество данных о содержании и поведении порообразующих окислов в составе минералов метасоматических колонок.

Еще Д.С. Коржинский утверждал, что применение для этих целей редких и радиоактивных элементов, используемых в изотопной геохимии, упростит задачу моделирования процессов метасоматоза (Коржинский, 1977), но в то время таких данных почти не было. Сегодня ситуация изменилась: для картирования систем региональных метасоматитов можно с успехом применять данные аэрогаммаспектрометрии (в авторском варианте, характеристики отношений радиоактивных элементов U/Th, K/Th, U/K). Автором показано: именно вариации этих отношений могут использоваться вместо необходимых концентраций в численных решениях дифференциальных уравнений в моделях метасоматоза (Физико-химические..., 2019).

В полях отношений естественных радиоактивных элементов региональные метасоматиты образуют дискретные концентрически-кольцевые зоны, описывающие рудно-магматические системы (РМС). Каждая кольцевая зона представляет собой определенный тип метасоматоза и контрастно выделяется по величинам отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ). В пределах этих зон значения отношений ЕРЭ стремятся к определенной постоянной величине, характеризующей полнопроявленные метасоматиты. Такая картина особенно типична для магматогенных месторождений, прямо или косвенно связанных с магматическими источниками. Особенно яркая зональность характерна для эпи- и гипотермальных объектов, с небольшими интрузиями на малой глубине, или для интрузивных массивов, выходящих на поверхность. Причем, чем ярче проявлена эта зональность и больше площадь РМС, тем больше вероятность нахождения здесь месторождений, вплоть до крупных (Глубинное..., 2010). Подробнее принципы, которые используются при выделении зон метасоматоза по данным аэрогаммаспектрометрии, описаны автором в (Физико-химические...2019). Они были установлены на основе совместной интерпретации карт отношений ЕРЭ и карт метасоматоза на ту же площадь. Карты метасоматоза составляются в пределах рудных полей, реже, рудных узлов, включающих известные месторождения, на завершающих стадиях их изучения. Хорошее соответствие схем метасоматической зональности, построенных по аномалиям отношений ЕРЭ и геологическим признакам, было доказано опытным путем; что доказывает верность



такого подхода. Региональная метасоматическая зональность имеет преимущественно инфильтрационный тип.

На основании этих принципов и серии схем метасоматоза эталонных объектов составлена таблица характеристик метасоматитов Приамурья; ее предварительный вариант дается (Глубинное..., 2010). На всех эталонных объектах ярко и контрастно выражена региональная зональность, следовательно, метасоматиты несомненно присутствуют, но их тип может требовать корректировки. Такая работа была проведена с использованием классификации метасоматитов (Плющев и др., 2012) и дополнительных признаков: температуры (глубинности) метасоматоза и литературных данных по рН (Метасоматоз..., 1998).

На основе комплекса данных построена уточненная таблица характеристик метасоматоза (табл. 1). В этой таблице концентрации отношений ЕРЭ представлены уже нормированными надфоновыми значениями, которые вычисляются по формуле

$$C_{ij} = \frac{C_{ijex} - \bar{C}_{ij}}{\Delta}, \text{ где } C_{ijex} = U/Th_{ex}, K/Th_{ex}, U/K_{ex} - \text{экстремальные значения отношений}$$

ЕРЭ, \bar{C}_{ij} , – средние (фоновые) значения этих величин, Δ – доверительный интервал (для $U/Th, K/Th - 0.1$, для $U/K - 0.25$).

Таблица 1. Экспериментальные значения C_{ij} , рН, T метасоматитов Приамурья.

№ п/п	Тип метасоматоза	Значения надфоновых отношений ЕРЭ C_{ij}^{*1}			Водородный показатель рН		Абсолютная температура T	
		$\delta U / Th$	$\delta K / Th$	$\delta U / K$	Вариации	Среднее	Вариации	Среднее
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Аргиллизиты	9.3	-0.5	15.9	2–5	4.4	50–300	225
2	Вторичные кварциты	0	-2.3	9.9	1–5	2.7	300–500	400
3	Кварц-турмалиновые	0	-2.5	9.5	3.4–5.0	4.7	400–600	525
4	Пропилиты	4.8	10.1	-4.0	3–10	7.8	50–300	225
5	Пропилитоиды кварц-серицитовые, турмалин-хлоритовые	-1.0	7.1	-7.0	3.5–5.5	6.0	250–450	400
6	Оливинитовые, диоксидированные	0.9	10.7	31.4		8.0	900–1000	1000
7	Полевошпат-пироксеновые	0	-1.8	-5.6	7–10	8.5	600–950	800
8	Титаномагнетит-биотитовые	-2.1	-0.8	7.4	5.5–8.5	7.0	1200–1400	1300
9	Кварц-адуляровые, кварц-полевошпатовые	0	10.4	-5.8	4–5.5	4.5	350–600	500
10	Кварц-силикатные (биотититы)*1	4.0	0	4.2	4.5–6.5	5.5	400–600	550
11	Кварц-серицитовые (филлизиты)	1.8	0	1.6	4–5	4.5	200–400	300



На основе этих данных были построены графические зависимости трех компонент C_{ij} , pH , T , в виде систем уравнений $T=f(C_{ij})$, $pH=f(C_{ij})$. Автором доказано, что эти кривые, в форме эллипса либо вырожденной гиперболы являются численными решениями уравнений метасоматоза инфильтрационного типа. Рассчитана точность этих построений, она допустима. Полученное численное решение является универсальным и может использоваться для картирования региональных метасоматитов Приамурья по картам отношений ЕРЭ. В идеале эти кривые (эллипсы и вырожденные гиперболы) должны быть параллельны оси абсцисс, но в реальности они наклонены к ней под некоторым углом, что приходится учитывать при расчетах. Кривые характеризуются разнонаправленным наклоном: с ростом величин C_{ij} возможно как повышение, так и понижение pH и T . В чем причина такого эффекта? Большое значение при региональном метасоматозе имеет электролитическая составляющая: частицы ЕРЭ в растворах и расплавах двигаются под влиянием электрического (электромагнитного) поля Земли. Но с ростом температуры и глубины увеличивается степень электролитической диссоциации: если валентность калия всегда +1, валентность урана и тория может варьировать от +2 и выше. Это увеличивает поток заряженных частиц и соответственно влияет на наклон эллипса. С другой стороны, рост температуры и глубинности метасоматоза влияет на скорость окислительно-восстановительных реакций и величину pH , за счет чего у этих кривых также появляется наклон к оси абсцисс. По-видимому, линия наклона эллипсов четко зависит от глубинности метасоматоза. На ее основании может быть рассчитана температурная (и pH) поправка, имеющая линейный закон распределения.

Литература:

- Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / отв. ред. А.И. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: «Наука», 1973. 288 с.
- Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и метамагматизма / Избранные труды. М.: Наука, 1993. 239 с.
- Метасоматизм и метасоматические породы / ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
- Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 354. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.
- Физико-химические факторы петро-и рудогенеза: новые рубежи. Всероссийская конференция, посвященная 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика Д.С. Коржинского. Москва, 7-9 октября 2019 г. Материалы конференции. М., ИГЕМ, 2019. 262 с.

УНИКАЛЬНАЯ ЗОНА ПИКРОБАЗАЛЬТОВОГО И ВЫСОКО-Mg БАЗАЛЬТОВОГО МОНОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА В СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ПОРОД

Волынец А.О.¹, Горбач Н.В.¹, Толстых М.Л.², Певзнер М.М.³, Бабанский А.Д.⁴, Овсянников Г.Н.⁵

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

Петропавловск-Камчатский, Россия, a.volynets@gmail.com

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

Москва, Россия, mashtol@mail.ru

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия, m_pevzner@mail.ru

⁴ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия, baban@igem.ru

⁵ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, george2098@mail.ru

Камчатка – одна из наиболее активных вулканических провинций. Высокая доля вулканитов основного состава позволяет исследовать вопросы происхождения и эволюции расплавов с минимальными допущениями. Вместе с тем, проявления высоко-магнезиальных базитов даже здесь являются скорее исключением, чем правилом. Породы высоко-Mg состава были описаны на Камчатке среди продуктов извержений ряда четвертичных вулканов Центральной Камчатской Депрессии (Portnyagin et al., 2007, и ссылки в этой работе), нескольких моногенных конусов в районе вулкана Бакенинг (Dorendorf et al., 2000), на вулкане Авача (авачиты) (Volynets, 1994). Единичные проявления высоко-Mg вулканитов отмечены в различных районах Срединного хребта (СХ) (Volynets et al., 2010; Волынец и др., 2018). Все вышеперечисленные породы относятся к ряду от базальтов до андезитов.

В процессе полевых работ, проходивших в СХ на юго-западном подножии г. Чашаконджа в 2019 году, нами были впервые обнаружены несколько вулканических центров пикробазальтового состава, сформировавшихся в плиоцен-четвертичное время. Ранее на Камчатке среди продуктов извержений неоген-четвертичных возраста такие породы описаны не были.

Массивы гор (I) Большой Тигиль и (II) Окси (рис. 1) расположены в южной части СХ в пределах крупной региональной зоны разрывных нарушений (Государственная..., 2013), секущей СХ в северо-восточном направлении. Общие сведения о морфологии построек и составе изверженных продуктов содержатся в объяснительной записке к Государственной геологической карте (Государственная..., 2013). Линии разломов отчетливо фиксируются на позднеплиоценовых породах, которые, по данным (Государственная..., 2013), имеют возраст более 3 млн лет. Детальных петролого-геохимических работ и изотопного датирования четвертичных лав в районах исследований ранее не проводилось, за исключением единичных дат образования верхних структурных этажей массива Чашаконджа (Государственная..., 2013). Цель наших исследований состояла в изучении состава пород, сформировавшихся как до, так и после (возможно, в процессе) заложения разломной зоны.

(I) массив г. Большой Тигиль. Гора Большой Тигиль (1437.4 м) – крупный шлаковый конус – расположена на водоразделе рек Большой Тигиль и Половинная в 12 км к юго-юго-западу от вершины г. Чашаконджа (рис. 1). Нами были опробованы три линейные цепочки шлаковых и шлако-лавовых конусов, маркирующих разломные зоны. Все изученные породы относятся к умеренно- и высоко-калиевой известково-щелочной серии и представлены рядом от пикробазальтов до андезитов с преобладанием пород базальтового и андезибазальтового состава. Большая часть изученных пород по содержанию главных петрогенных оксидов отвечает ранее изученным породам СХ (Волынец и др., 2018; Volynets et al., 2010). Однако есть исключения.

Наиболее основные и магнезиальные разности (здесь и далее содержание главных петрогенных оксидов в мас. %: SiO_2 44.5–52, MgO 8–15.9) сосредоточены в лавах центральной цепочки конусов, к которой принадлежит и г. Большой Тигиль. Для них характерны в основном невысокие содержания K_2O (0.47–1.21), TiO_2 (0.8–1.14), Al_2O_3 (10.9–15.9), FeO_{tot} (8.3–10.9), P_2O_5 (<0.2), и повышенные – CaO (9–12.37), Na_2O (2.5–3.5). По своему химическому составу эти породы занимают промежуточное положение между эталонными составами магнезиальных трахибазальтов, абсарокитов и основных пикробазальтов (Петрографический..., 2009), выходя за рамки каждого из этих полей по тем или иным показателям. Все описанные ранее высоко-Mg вулканиты (Portnyagin et al., 2007; Dorendorf et al., 2000; Volynets, 1994) характеризуются более высокими содержаниями кремнезема (от 49 мас. % и выше), тогда как обнаруженные нами породы обладают уникальным для четвертичного вулканизма Камчатки пикробазальтовым составом с концентрациями SiO_2 начиная от 44.55 мас. % (рис. 2а). Содержания хрома и никеля (до 1372 г/т Cr и 432 г/т Ni) в ряде наиболее магнезиальных пород Большого Тигиля ($\text{MgO}>14$) превышают таковые в породах ЦКД и близки к авачитам (рис. 2г). Вместе с тем, авачиты по

содержанию SiO_2 отвечают базальту и существенно менее щелочные, чем описываемые нами вулканиты. В Срединном хребте высоко-Mg породы ранее были обнаружены нами в единичных случаях, но никогда они не встречались в таких компактных и явно выраженных линейных цепочках (Вольнец и др., 2018; Volynets et al., 2010). Пикробазальты Большого Тигиля отличаются от всех вышеупомянутых вулканитов как по содержанию главных петрогенных оксидов, так и по концентрациям микроэлементов.

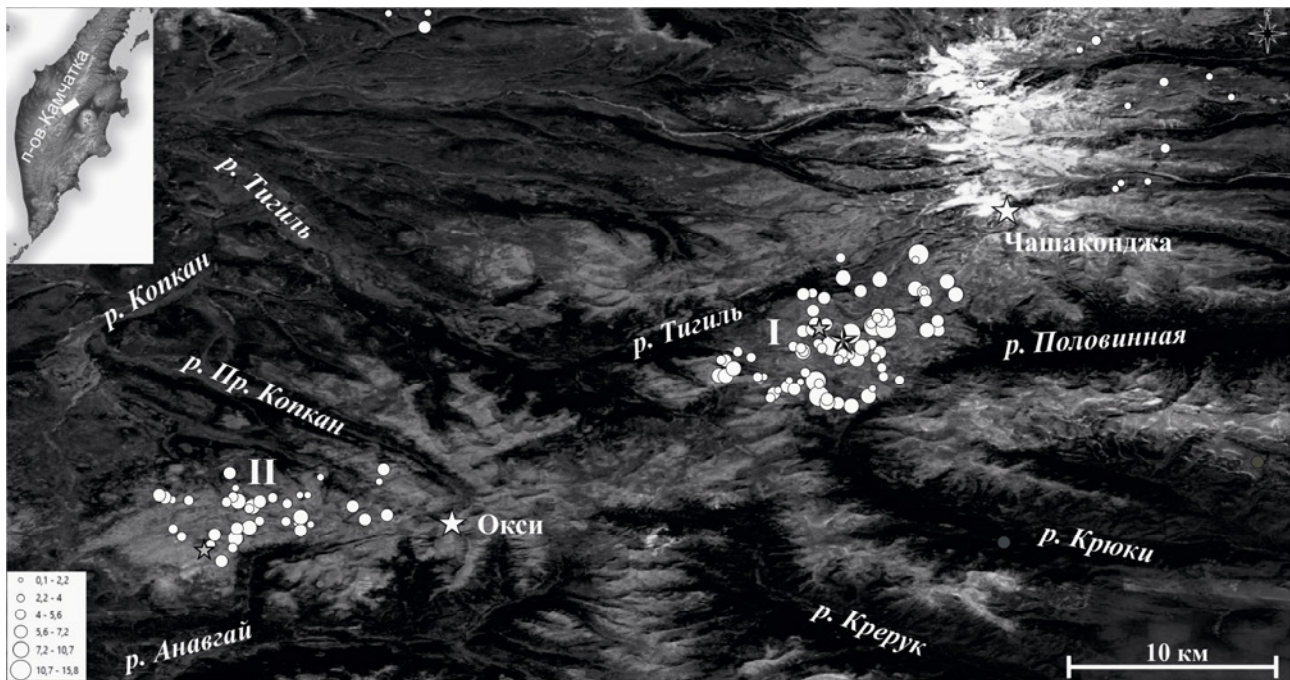


Рис. 1. Схема полевого опробования плиоцен-четвертичных вулканических пород в массивах гор Большой Тигиль (I) и Оксин (II), вершины показаны белыми звездами. Звездочки в массиве I – расположение конуса Большой Тигиль (рельефная) и Бастион (серая); в массиве II – вулкан Левый Копкан (серая). Врезки: в левом верхнем углу – положение района на карте Камчатки; в левом нижнем углу – соотношение размера символов точек опробования с содержанием MgO в образце.

Среди остальных базальтов массива Большого Тигиля с умеренно-высоким содержанием MgO (6–8) выделяются две группы, различающиеся по содержанию TiO_2 и K_2O (рис. 2 б, в). В то время как большинство пород относится к умеренно-K серии и характеризуется концентрациями титана до 1.2 мас. %, серия лавовых потоков высококалиевых базальтов демонстрирует содержания титана до 1.53 мас. %. Эти породы слагают крупный лавовый вулкан, который мы назвали Бастион (безымянная вершина 1370 м в 2 км к северо-западу от вершины г. Большой Тигиль). Примечательно, что эруптивные центры, изливавшие высоко-Mg (Большой Тигиль) и высоко-Ti (Бастион) лавы, расположены недалеко друг от друга, однако, они приурочены к различным разломным зонам и маркируют две параллельные цепочки вулканов. Морфологически лавы Бастиона выглядят наиболее молодыми во всем изученном массиве.

В 1.5-2 км к юго-востоку от высоко-Mg группы конусов Большого Тигиля прослеживается еще одна субпараллельная цепочка шлаковых и шлако-лавовых конусов. Их породы представлены основными андезибазальтами с умеренным содержанием магния и калия.

Плиоценовые породы массива представлены умеренно-магнезиальными умеренно-K базальтами, хотя не исключено, что и в дочетвертичное время в этом районе проявлялся вулканизм пикробазальтового и высоко-Mg базальтового состава.

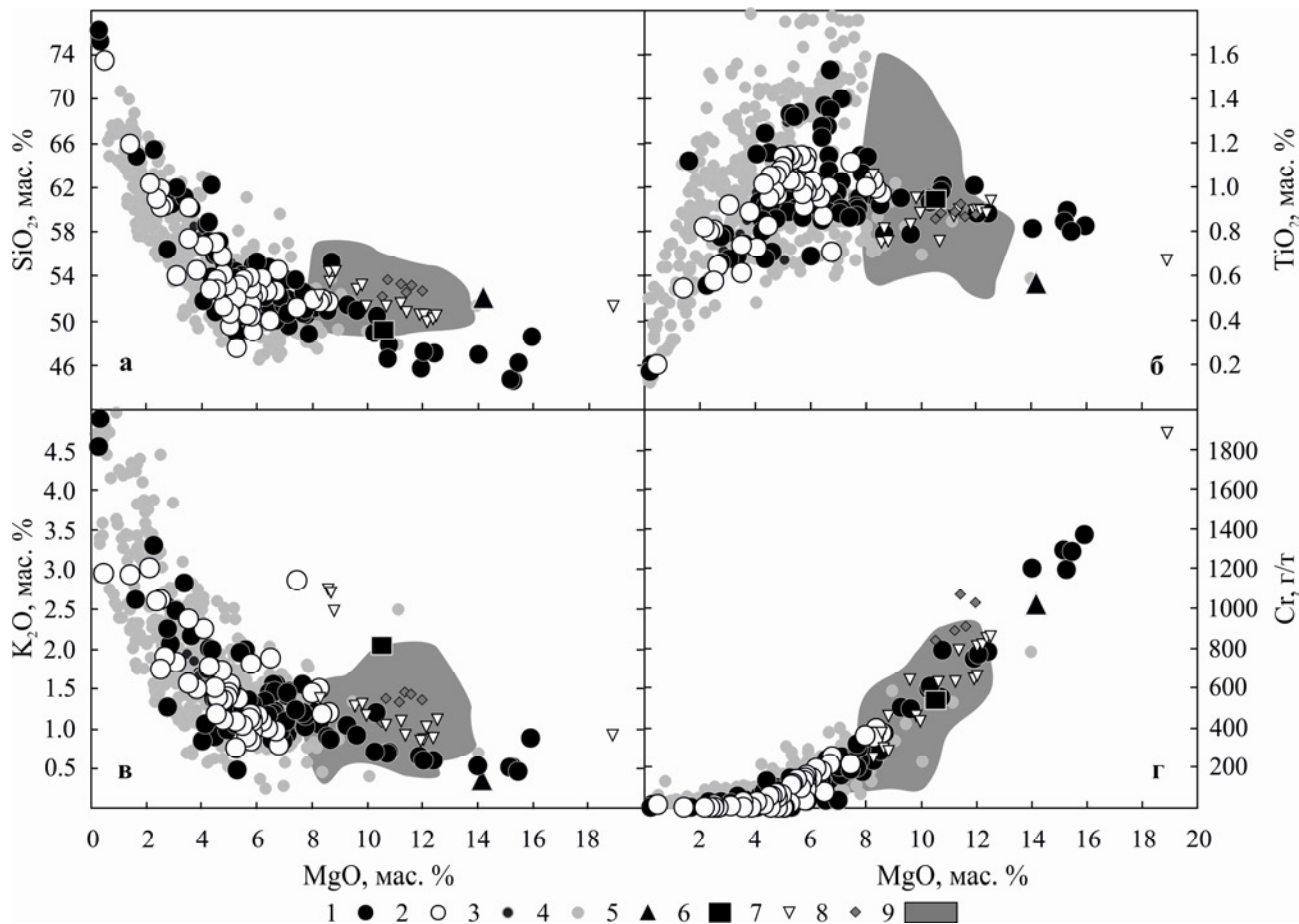


Рис. 2. Содержания MgO, K₂O, TiO₂, SiO₂, Cr в изученных породах в массивах гор Окси и Большой Тигиль. Условные обозначения, породы: 1 – массива г. Б. Тигиль; 2 – массива г. Окси; 3 – ранее изученные породы массива Алней-Чашаконджа (Volynets et al., 2010); 4 – все ранее изученные вулканиты СХ (Волинец и др., 2018; Volynets et al., 2010); 5 – авачит (Volynets, 1994); 6 – конус Чинк массива Теклетунуп (Volynets, 1994); 7 – вулк. Харчинский; 8 – вулк. Заречный; 9 – вулк. Ключевской, Толбачинский и Ушковский, Шивелуч, Шишейский комплекс. Составы высоко-Mg пород ЦКД по (Portnyagin et al., 2007).

(II) массив г. Окси. Гора Окси (1623.6 м) расположена в истоках рек Крерук, Анавгай и Копкан, в 35 км к юго-западу от г. Чашаконджа (рис. 1). Это плиоценовый стратовулкан (Государственная..., 2013). Западное подножие массива на расстоянии до 10–15 км от главной вершины перекрыто лавами моногенных центров. Наиболее крупный из них – существенно лавовый вулкан Левый Копкан (1554.0 м). Разломная зона сечет как породы вулкана Окси, так и лавы Лев. Копкана. В массиве г. Окси наиболее магнезиальные разности содержат только до 8.59 мас. % MgO. Однако, среди опробованных здесь пород с MgO > 6 присутствуют высоко-K базальты с концентрациями калия до 1.89, близкие по составу лавам Бастиона (рис. 2в).

Выводы. Впервые проведено детальное опробование вулканитов, расположенных в разных частях крупной региональной зоны разрывных нарушений, секущей Срединный хребет в северо-восточном направлении. В массиве Большого Тигиля установлено, что субпараллельные линейные разрывные нарушения трассируются цепочками эруптивных центров, поставлявших принципиально разное вещество. Можно предполагать, что цепочки конусов формировались вследствие заложения нескольких разновозрастных разрывных нарушений, представляющих собой магмоподводящие структуры. Обнаруженные нами пикробазальты, по-видимому, отвечают наиболее мощному событию, когда закладывались



максимально глубокие разрывы, что привело к подъему глубинного недифференцированного расплава. В массиве Окси столь однозначной картины не наблюдается. Дальнейшие работы по изучению вещества и изотопного возраста лав, излившихся в результате предполагаемых крупных палеосейсмических событий, могут внести существенный вклад в понимание процессов, приводящих к формированию примитивных базитов.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004 и ГИН РАН № 0135-2019-0059, а также при финансовой поддержке грантов РФФИ № 17-05-00112 (полевые работы), 18-05-00224 (геохимические исследования), 20-05-00085 (анализ данных). Авторы благодарят за помощь при проведении полевых работ Т.Д. Каримова, А. С. Кириленко, Л.А. Балибалову.

Литература:

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., и др. Вулканизм южной части Срединного Хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1979–1996. DOI: 10.15372/GiG20181204

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Лист О-57-XXXIV (Козыревск). СПб: ВСЕГЕИ, 2013.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Отв. ред. Шарпенко Л. П. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009 г. 200 с.

Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., et al. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // Journal of volcanology and geothermal research. 2000. Vol. 104. P. 131–151.

Portnyagin, M., Bindeman, I., Hoernle, K., Hauff, F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma generation at the edge of the Pacific Plate. In: Eichelberger, J., Gordeev, E., Izbekov, P., Kasahara, M., Lees, J. (Eds.), Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. 2007. P. 199–239.

Volynets A., Churikova T., Wörner G., et al. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. № 159. P. 659–687. DOI: 10.1007/s00410-009-0447-9

Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system. International Geological Review. 1994. Vol. 36. P. 373–405.

ВЛИЯНИЕ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА НА СОХРАННОСТЬ АЛМАЗОВ В ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ

Воробей С.С.^{1,2}, Гаранин В.К.^{1,3}

¹МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия,
Patesonchic77@mail.ru

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

Ксенолиты глубинных пород, встречающиеся в кимберлитах, являются уникальным источником информации о составе, строении и эволюции мантийной литосферы континентов и протекающих в ней процессах. Установлено, что ксенолиты ультраосновных и основных мантийных пород, в том числе алмазоносных, часто несут следы метасоматических преобразований различной интенсивности, указывающие на сложную историю их эволюции. Эти процессы могут протекать как в пределах мантии, так и во время транспортировки к поверхности кимберлитовыми расплавами, нередко имеют многоэтапный характер, накладываясь друг на друга. Реконструкции изменений пород основания



литосферной мантии в последнее время уделяется огромное значение, но вопросы, связанные с условиями, местом, временем и среде таких преобразований, природе и составе метасоматизирующих агентов являются предметом многочисленных научных дискуссий и полностью не решены. Особенно интересным и сложным на данный момент выступают проблемы, связанные с влиянием метасоматических процессов на образование и сохранность алмаза. В связи с этим, представляется весьма актуальным воссоздание общей картины эволюции изменений мантийного вещества во всем пространственном диапазоне и длительном временном интервале: от образования и изменения глубинных пород в мантии до зарождения и подъема кимберлитовых расплавов к земной поверхности и до их окончательной кристаллизации при формировании кимберлитовых трубок (Соболев, 1974; Dawson, 1980; Гаранин В.К., и др., 1981; Гаранин В.К. и др., 1983; Harte, 1983; Гаранин В.К. и др., 1984; Dawson, 1984; Winterburnetal., 1990; Haggertyet.al., 1990; Похиленко Н.П. и др., 1993; Соловьева и др., 1997; SnyderG.A., TaylorL.A., et.al., 1997; Бобров А. В и др., 2003; Taylor L.A., Snyder G.A., et.al., 2003; Розен О.М., и др., 2006; Rosen et. al., 2007; Соловьева и др., 2012; Шарыгин, 2014; Костровицкий, и др., 2015; Алифирова, 2015).

Целью данной работы является установление особенностей минералогических и физико-химических условий различных этапов метасоматического изменения минералов и пород литосферной мантии в районах высокоалмазоносной кимберлитовой трубки Мир и неалмазоносной трубки Обнаженная (Якутия), а также выявить влияние метасоматических процессов на сохранность алмазов в кимберлитовых породах этих трубок. Нами были детально изучены и проанализированы 45 ксенолитов перидотитового (гранатовых-, гранат-шпинелевых и шпинелевых лерцолитов), пироксенитового (гранатовых вебстеритов) и эклогитового парагенезиса пород из высокоалмазоносной трубки Мир и неалмазоносной трубки Обнаженная, в которых выявлены многочисленные структуры распада в гранатах и пироксенах, келифитовые каймы по периферии и трещины внутри минералов, которые заполнены вторичными минералами серпентином, хлоритом и карбонатами или аналогичны составу келифитовым оторочкам.

Келифитовые каймы на минералах в алмазоносной кимберлитовой трубке Мир имеют тонкоагрегатное строение без хорошо выраженных слоев, тогда как в неалмазоносной кимберлитовой трубке Обнаженная келифитовые каймы на минералах сложены в виде мощных переслаивающихся между собой пластинок/либо чешуек.

В результате подробного исследования ксенолитов кимберлитовых трубок Мир и Обнаженная выявлено, что минералы ксенолитов подвергались разной интенсивности метасоматических изменений, которые происходили еще в мантии до попадания их в кимберлит.

Появление структур распада свидетельствует о том, что происходит постепенный подъем магмы и длительное пребывание в условиях окислительного потенциала в глубинах мантии. По мере подъема кимберлита к поверхности по периферии граната формировались келифитовые каймы, которые различны между собой по составу и мощностям, что влияет на их природу образования и дальнейшую связь с алмазоносностью.

Мощность келифитовых кайм зависит от сложности глубинных процессов и интенсивности фаз внедрения. Начало келифитизации практически происходит одновременно с началом образования структур распада.

Возможно, образование келифитовых кайм могло происходить несколькими путями: с одной стороны, процесс выноса ксенолитов, в которых наблюдались тонкие, без хорошо выраженных слоев келифитовые каймы, которые сформировались при более высоких температурах и давлениях за счет большей энергетической силы. При этом длительной остановки в промежуточной камере не наблюдалось. Чаще всего такие каймы отмечались в образцах алмазоносной кимберлитовой трубки Мир.



С другой стороны, наблюдаются ксенолиты с мощными келифитовыми каймами и хорошо выраженными слоями. Это может свидетельствовать о более длительном нахождении минералов в промежуточной камере и воздействию активного флюидного метасоматоза, такие каймы распространены в изученной нами неалмазоносной кимберлитовой трубки Обнаженная. В близповерхностных условиях при понижении температуры образуются такие минералы как серпентин, хлорит и карбонат, которые занимают достаточный объем в составе келифитовых кайм и прожилок.

Результаты сравнительного изучения характеристик изменения мантийных ксенолитов из двух кимберлитовых трубок Мир и Обнаженная позволили выявить процессы, которые могли отрицательно повлиять на сохранность самого алмаза и образование алмазоносных кимберлитовых трубок. Эти процессы включают образование высокотитанистых минералов в структурах распада, наличие мощных келифитовых кайм, а также интенсивные близповерхностные процессы, которые проявлены в виде трещин внутри главных породообразующих минералов (серпентин-карбонат-хлоритового состава).

Литература:

Алифирова Т.А. Дис. Продукты распада твердых растворов в гранатах и пироксенах (на материале мантийных ксенолитов из кимберлитов) канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиМ им. В.С.Соболева. 2015. 247 с.

Бобров А. В., Гаранин В. К., Никифорова А. Ю. Мантийные породы кимберлитовой трубки Обнаженной (Якутия). Статья 2. Условия образования и эволюция минеральных парагенезисов // Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 78–85.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серенко В.П., Сошнина Л.Т. Минералогия ильменитовых гипербазитов кимберлитовой трубки Мир // Известия Академии наук СССР. Серия: геология, 1983. №2. С. 84–95.

Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Перминова М. С. Практические аспекты методики модального анализа на электронно-зондовых приборах для изучения минералов и горных пород // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1981. Т. 110. № 5. С. 613–624.

Ильменит из кимберлитов. / Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 240 с.

Костровицкий С.И., Специус З.В. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции/Отв. редактор ак. НП Похиленко. НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). // НП Похиленко. НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). Мирный: ООО «МГТ, 2015, р.

Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Бойд Ф. Р., Пирсон Г. Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. Т. 1. С. 71–84.

Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. - М.: Научный мир, 2006. 210 с.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Егоров К.Н. (2012) Метасоматические парагенезисы в глубинных ксенолитах из трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная – индикаторы переноса флюидов через мантийную литосферу Сибирского кратона Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 12, с. 1698–1721.

Соловьева Л.В., Егоров К.М., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Воронкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитобразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. С. 172–193.

Шарыгин И.С. 2014. Дис. Акцессорные минералы ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): происхождение и петрогенетическое значение канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиМ им. В.С.Соболева, с. 248.

Xenoliths / Hawkesworth C. J., Norry, M. J. – Nantwich: Shiva, 1983. P. 49–61.

Kimberlites and Their Xenoliths. / Dawson J. B. Berlin: Springer-Verlag, 1980.



Dawson J. B. Contrasting types of upper mantle metasomatism // Kimberlites, II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships / Kornprobst J. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 289–294.

Dirk Spengler, Taisia A. Alifirova. Formation of Siberian cratonic mantle websterites from high-Mg magmas, *Lithos* 326–327 (2019) 384–396.

Harte B. Mantle peridotites and processes: the kimberlite sample // *Continental Basalts and Their mantle xenoliths: Nantwich, Cheshire, U.K.*, Shiva Publishing Limited, 1983. P. 46–91.

Haggerty S. E., Sautter V. Ultradeep (Greater Than 300 Kilometers), Ultramafic Upper Mantle Xenoliths // *Science*. 1990. V. 248. № 4958. P. 993–996.

Manakov A.V., Serenko V.P. The Anabar collision system as an element of the Columbia supercontinent: 600 Ma of compression (2.0–1.3 Ga) // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 417. P. 1355–1358.

Rosen O.M., Levsky L.K., Zhuravlev D.Z., Spetsius Z.V., Rotman A.Y., Zinchouk N.N., Alifirova T. A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Amy J.V. Riches, Taylor L.A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // *International Geology Review*, Vol. 54, No. 9, July 2012, 1071–1092.

Snyder GA, Taylor LA, Crozaz G, Halliday AN, Beard BL, Sobolev VN, Sobolev NV (1997) The origins of Yakutian eclogite xenoliths. *J Petrol* 38:85–113.

Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennayakimberlite, Yakutia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 145. P. 424–443.

Winterburn P. A., Harte B., Gurney J. J. Peridotite xenoliths from the Jagersfontein kimberlite pipe: I. Primary and primary metasomatic mineralogy // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. № 2. P. 329–341.

ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

**Воронцов А.А.^{1,2}, Ярмолюк В.В.³, Дриль С.И.¹, Эрнст Р.Э.^{4,5}, Перфилова О.Ю.⁶,
Гринёв О.М.⁴, Комарицына Т.Ю.¹**

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

²Иркутский Государственный университет, Иркутск, Россия, voron@igc.irk.ru

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, volya@iget.ru

⁴Национальный Исследовательский Томский Государственный университет, Томск, Россия, tomskgrom@yandex.ru

⁵Карлтонский университет, Оттава, Канада, richard.ernst@ernstgeosciences.com

⁶Сибирский Федеральный университет, Красноярск, Россия, perfil57@mail.ru

Геологические сведения. В восточной внутриконтинентальной части Алтае-Саянской складчатой области, отстоящей на 300–600 км к востоку (в современных координатах) от границы Сибирского палеоконтинента, в раннем-среднем девоне возникла тройная система грабенообразных прогибов, включающая Делюно-Юстыдский и Тувинский прогибы. Они обрамлялись менее значительными прогибами, в том числе Минусинским, Канским, Агульским, Кузнецкого Алатау и северо-западной Монголии. Эта система грабенов и прогибов выделяется как Алтае-Саянская рифтовая система (АСРС).

Формирование АСРС сопровождалось магматизмом с неоднородными характеристиками. Наиболее широко проявилась базальтовая ассоциация, представленная умеренно-щелочными базальтами и базальтовыми трахиандезитами. Широкое распространение имеют также бимодальная трахибазальт-пантеллеритовая со щелочными гранитами и щелочная ассоциации с участием фельдшпатоид-содержащих пород (Врублевский и др., 2016). Локальное развитие получила ультрамафит-мафитовая ассоциация, представленная пикритами и пикродолеритами (Изох и др., 2011). Наряду с такими ассоциациями, типичными для внутриплитных обстановок и зон континентального



рифтогенеза, здесь также возникла непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая ассоциация (Воронцов и др., 2015) и ассоциация фельзических пород (Крупчатников и др., 2018), характерные для активных континентальных окраин.

АСРС занимает площадь около 300 000 км². Здесь преобладают вулканические породы. Их распределение контролировалось прогибами и грабенами, что исключило формирование единого лавового чехла в пределах общей площади рифтовой системы. Рассчитанный общий объём магматических пород в пределах области составляет около 120 000 км³.

Наиболее полно специфику магматизма АСРС отражают следующие индикаторные магматические комплексы:

1. Базальтовая ассоциация Копьёвского и Новосёловского поднятий Минусинского прогиба, которая представлена базальтами, трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами.

2. Непрерывная вулканическая ассоциация Батеневского поднятия Минусинского прогиба. Она состоит из следующих групп пород: (1) базальтоиды (базальты, долериты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты), (2) трахиандезиты, (3) трахиты и трахидациты, (4) трахириодациты и риолиты.

3. Щелочная вулканическая ассоциация Горячегогорского плато Минусинского прогиба. Она представлена вулканическими нефелинитами, тефритами, фонотефритами, тефрифенолитами, фенолитами, щелочными трахитами и их щелочными интрузивными аналогами, включающими ийолиты, уртиты, тералиты, фойяиты, нефелиновые сиениты.

4. Бимодальная вулкано-плутоническая ассоциация Озёрной зоны северо-западной Монголии. В ней распространены следующие породы: (1) базальты, трахибазальты и тешениты, (2) трахириолиты, щелочные трахириодациты, пантеллериты и щелочные граниты, в том числе с редкоземельной минерализацией.

Состав магматических пород. Геохимическая систематика. Породы базальтовой ассоциации близки к базальтам активных континентальных окраин. Они характеризуются низким содержанием Nb и Ta относительно La (Ta / La) $n \sim 0,33$), а также низкими Zr, Hf и Ti. Однако они отличаются от IAB более высокими содержаниями всех несовместимых элементов и в этом отношении они отвечают OIB.

Базальтоиды непрерывной ассоциации проявляют сходство по составу с базальтовой ассоциацией. Они также обогащены несовместимыми элементами, но обладают более яркой положительной аномалией Ba. В составе ассоциации базальты разделяются на низко- и умереннотитанитые разновидности. Первые отличаются от вторых более низкими содержаниями несовместимых элементов, кроме Ba и Sr, но близки к ним по характеру фракционирования редкоземельных элементов: $(La/Yb)_n \sim 6$ и ~ 7 соответственно. В трахиандезитах и трахитах этой ассоциации по сравнению с базальтами происходит накопление Rb, высокозарядных элементов Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, но сохраняется Nb-Ta минимум и возникает дефицит Sr, P и Ti. Риолиты ($SiO_2 > 74$ мас. %) обеднены несовместимыми элементами. В этом отношении они близки к среднему составу верхней континентальной коры, от которой отличаются более низкими содержаниями P, Ti и HREE. По сравнению с ними трахириодациты (SiO_2 от 65 до 74 мас. %) обогащены практически по всему спектру несовместимых элементов, сближаясь в этом отношении с трахитами, но отличаясь от последних более низкими содержаниями P и Ti. Спектры РЗЭ в риолитах характеризуются отсутствием фракционирования в области HREE, что типично для риолитов А-типа.

Основные породы щелочной ассоциации (нефелиниты, тефриты, фонотефриты и тефрифенолиты) по содержаниям Nb, Ta, LREE, MREE близки к OIB. Nb-Ta минимум проявлен крайне слабо. В то же время, они характеризуются аномально высокими содержаниями Rb, Ba, Th, U, Sr, HREE, превышающими содержания в OIB. При этом они дифференцированы по титану (TiO_2 0,4–1,9 мас.%). По сравнению с вулканитами



плагиоклазовые ийолиты (Врублевский и др., 2016) обеднены несовместимыми элементами за исключением Rb, Sr, P и U. В отличие от них в фонолитах, щелочных трахитах происходит рост содержаний большинства несовместимых элементов кроме Ba, Sr, P и Ti. Содержания HSFE и REE существенно превышают концентрации этих элементов в породах верхней континентальной коры. Фояиты Белогорского плутона в целом близки к составу фонолитов и щелочных трахитов, отличаясь от них повышенными содержаниями Ba, но низкими Ti, Zr, Hf, MREE и HREE.

В бимодальной ассоциации базальты с высоким титаном обогащены LREE (La / Yb) $n \sim 11$), HSFE и они в основном схожи по составу с ОИВ. В пантеллеритах и щелочных гранитах (SiO_2 от 68 до 70 мас. %) концентрации редких литофильных элементов, за исключением Ba, Sr, P и Ti, резко превышают концентрации в коровых породах. Кроме того, в этих породах, в отличие от непрерывной ассоциации, существует четкий минимум Eu ((Eu/Eu*) $n \sim 0,15$), который указывает на ведущую роль фракционирования плагиоклаза в их образовании.

Изотопная Sr-Nd систематика. Породы разных ассоциаций имеют определенные различия по изотопному составу Sr и Nd. Все породы непрерывной и щелочной ассоциаций по сравнению с породами бимодальной ассоциации обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon\text{Sr}(395)$ более 5,7) и обеднены радиогенным неодимом ($\epsilon\text{Nd}(395)$ менее 4,7). В непрерывной ассоциации умереннотитанистые базальты характеризуются относительно более деплетированным составом стронция ($\epsilon\text{Sr}(395)$ от 5,7 до 6,0) по сравнению с низкотитанистыми базальтами ($\epsilon\text{Sr}(395)$ от 7,0 до 7,9). При этом $\epsilon\text{Nd}(395)$ увеличивается пропорционально титану от 3,4 до 4,7. Высокотитанистые базальты бимодальной ассоциации характеризуются более низкими содержаниями радиогенного стронция ($\epsilon\text{Sr}(395)$ от -13,6 до 1,2), сохраняя тенденцию к обогащению радиогенным неодимом с увеличением титана ($\epsilon\text{Nd}(395)$ возрастает до 7,5). Низкотитанистые породы базальтовой ассоциации занимают промежуточное положение между базальтами непрерывной и бимодальной ассоциации. В них $\epsilon\text{Sr}(395)$ варьирует от -2,0 до 8,6, $\epsilon\text{Nd}(395)$ изменяется от 3,8 до 4,8.

Наибольшие отклонения изотопных составов магматических источников от тренда мантийной корреляции наблюдается в умеренно и низкотитанистых базальтах базальтовой, непрерывной и щелочной ассоциаций и сопровождается появлением в них субдукционных геохимических меток, в частности пониженными содержаниями Nb и Ta. Высокотитанистые базальты бимодальной ассоциации в меньшей степени отклоняются от линии мантийной корреляции, что позволяет говорить о меньшей контаминации их расплавов веществом литосферы. В непрерывной ассоциации трахиты и риодациты по своим изотопным параметрам близки к составу низкотитанистых базальтов. Что касается риолитов с низкими содержаниями редких литофильных элементов, то именно в этих породах $\epsilon\text{Sr}(395)$ возрастает до 20,4 при слабом уменьшении $\epsilon\text{Nd}(395)$ от 1,8 до 1,5, что указывает на добавление вещества с коровыми изотопными метками к продуктам дифференциации базальтовых магм.

Щелочные гранитоды Халдазан-Бурегтейского массива по своим изотопным характеристикам ($\epsilon\text{Nd}(395)$ от 4,4 до 8,7, $\epsilon\text{Sr}(395) \approx 0$ (Коваленко и др., 2004)) близки составу высокотитанистых базальтов и, соответственно, общему для них мантийному источнику. В частности, это определяет ведущую роль фракционной дифференциации исходных базитовых магм до щелочно-гранитоидных расплавов.

Основные выводы. Наши новые геологические и изотопно-геохимические данные в совокупности с результатами предшествующих исследований предполагают:

(1) АСРС возникла в течение одного магматического импульса в интервале 407-392 Ма в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы, представленной комплексами ювенильной коры раннепалеозойского возраста.



(2) Образование АСРС происходило независимо от конвергентных процессов на краю палеоконтинента, которые начались на рубеже 395 млн лет (Kuibida et al., 2020) и продолжились в среднем-позднем девоне.

(3) В период формирования магматических ассоциаций АСРС магмы мантийного плюма активно взаимодействовали с региональной литосферной мантией, которая была метасоматизирована во время предшествующих каледонских аккреционных и субдукционных событий.

(4) В строении АСРС участвуют разнообразные магматические ассоциации, пестрота составов которых определялась разными масштабами коро-мантийного взаимодействия.

(5) Магматические комплексы АСРС близки к комплексам крупных изверженных провинций (ЛИП), принимая во внимание тройное соединение грабенов, короткий интервал формирования и большой объем продуктов магматизма, широкое развитие базальтов с разными содержаниями несовместимых элементов и участие пикритов. Мафические породы АСРС отвечают характеристикам базальтов ЛИП, которые включают в себя группы с высокими, средними и низкими содержаниями титана и различными концентрациями несовместимых элементов, отражая разнородный состав источников.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты No. 19-05-00300, No. 18-17-00240).

Литература:

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 386–409.

Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 464–472.

Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г. В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 № 1. С.10–31

Крупчатников И.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Геохимия, изотопный (Sr, Nd, O) состав и петрогенезис раннедевонских вулканитов юго-восточной части Горного Алтая (аксайский комплекс) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 905–924.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ханчук А.И. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 563–585.

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., Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. № 81. P. 312–338.

ВОЗРАСТ И ФОРМАЦИОННЫЙ СОСТАВ ПОРОД И РУД АЛЛАРЕЧЕНСКОГО СУЛЬФИДНОГО Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

Вревский А.Б.

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

Аллареченский рудный район расположен в северо-западной части Кольского блока Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита (рис. 1). Месторождения

приурочены к области развития высокометаморфизованных вулканогенно-осадочных образований Каскамско-Аннамской структуры (Вревский, 1991; 2005), слагающих узкие синклинали и моноклинали вокруг куполовидных блоков гранито-гнейсов (Копосовский, Аллареченский, Аннамский и др.). К пачкам полевошпатовых амфиболитов приурочены пластовые и линзовидные тела (всего более 400) гипербазитов, с которыми связаны два крупных медно-никелевых месторождения – Аллареченское и Восток и несколько рудопроявлений (Акким, Аннама, Хихна) (Зак и др., 1972).

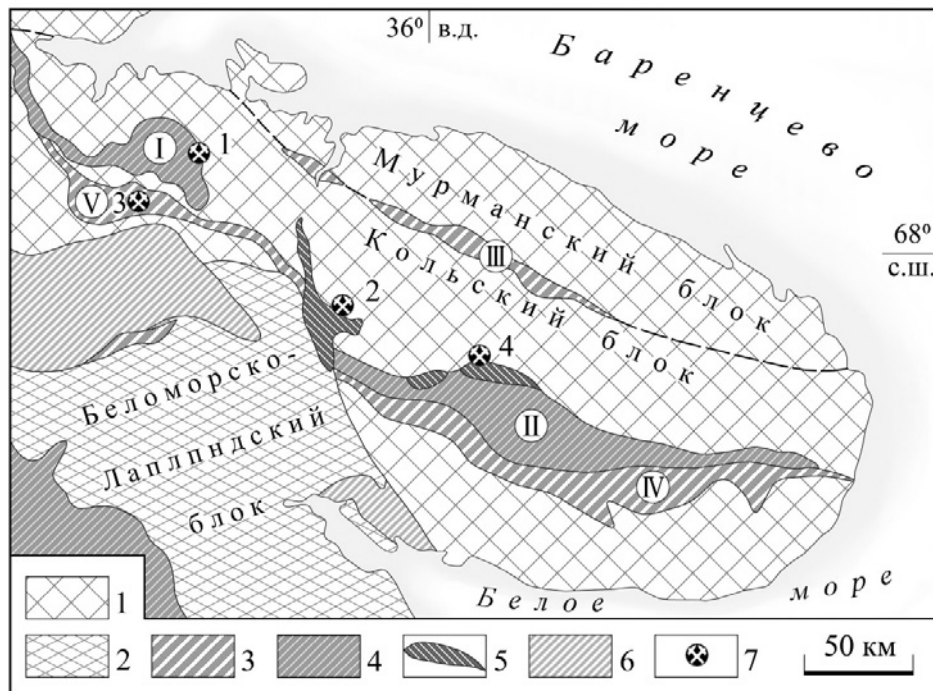


Рис. 1. Схематическая карта раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита. 1 – Мурманский и Центрально-Кольский блоки с корой преимущественно архейского возраста, 2 – Беломорско-Лапландский блок с корой архейского и палеопротерозойского возраста, 3 – неоархейские зеленокаменные пояса (III – Ура-губа – Колмозеро-Воронья, IV – Терский, V – Аллареченский); 4 – вулканогенно-осадочные комплексы (2.4–1.85 млрд лет) Печенгской (I) и Имандра-Варзугской (II) интракратонных рифтогенных структур, 5 – расслоенные интрузии (~2.5 млрд лет), 6 – палеопротерозойский Лапландско-Колвицкий ранулитовый комплекс, 7 – Cu-Ni месторождения (1 – Печенгское, 2 – Мончегорское, 3 – Аллареченское, 4 – Панско-Федоровское).

Из краевой части рудного тела в основании Аллареченского карьера была отобрана 2-х кг проба рудного оливинового пироксенита с богатой пентландит-пирротиновой минерализацией, из которой была выделена однородная по морфологии и строению популяция кристаллов циркона в количестве более 40 зерен размером 150–250×120–150 мкм. Трешиноватые зерна циркона имеют удлинённый призматический габитус, темно-коричневую окраску и тонкую осцилляционную зональность. Кристаллы часто содержат микровключения силикатных и рудных минералов (рис. 2), аналогичных по составу таковых рудных перидотитов.

U-Th-Pb датирование цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II позволило установить, что аналитические точки образуют дискордию с верхним пересечением, соответствующем возрасту 2718±7 млн лет и нижнем – 593±9 млн лет (СКВО=1.3) (рис. 3). Два зерна циркона (24.1 и 26.1) имеют конкордантные значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста – 2720±7 млн лет и 2714±89 млн лет соответственно.

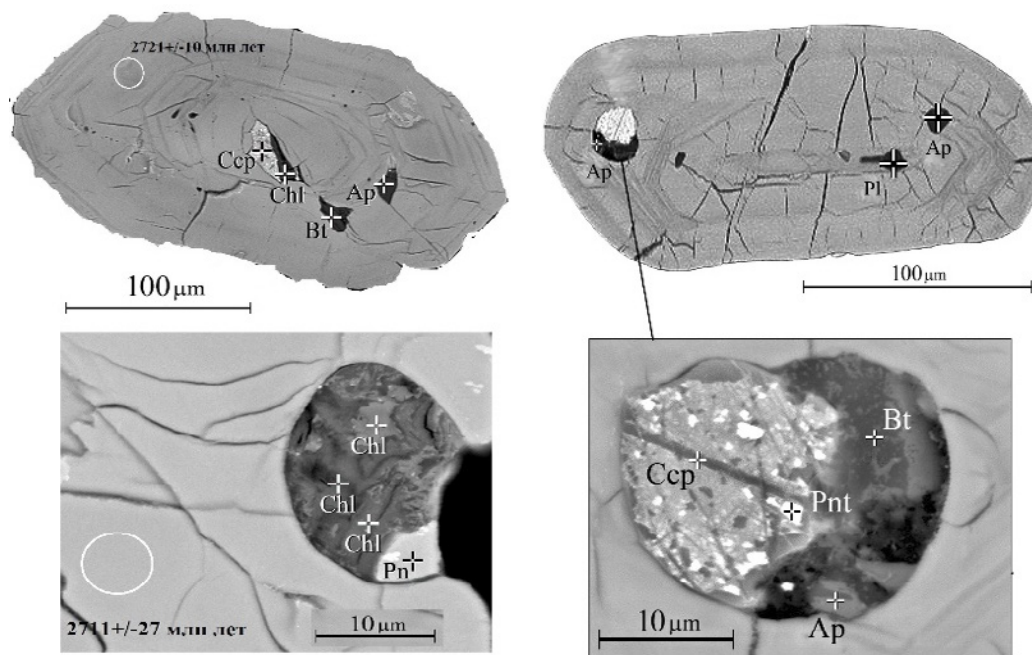


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3) Аллареченского месторождения с минеральными микровключениями в режиме BSE COMPO (JEOL-JSM-6510 LA). Окружности белого цвета – места локального изотопного анализа (SHRIMP II).

Распределение РЗЭ в цирконе характеризуются близкими содержаниями с фракционированным (магматическим) (Федотова и др., 2008) распределением ТРЗЭ ($Lu_N/Gd_N=7-21$), положительной Ce ($Ce_N^*=1.8-8.8$) и отрицательной Eu ($Eu_N^*=0.64-0.80$) аномалиями, за исключением аналитической точки 12.1 ($Eu_N^*=1.2$) с наибольшим в изученной выборке кристаллов циркона процентом дискордантности (19 %) и повышенными содержаниями Ca (14.5 мкг/г), Sr (18.82 мкг/г), Y (1130 мкг/г) и Th (389 мкг/г). Все зерна циркона характеризуются малыми вариациями высокого содержания Hf (11170–12790 мкг/г) и низкими значениями Th/U отношения (0.3–0.4).

Полученные данные о неoarхейском возрасте гипербазитов Аллареченского медно-никелевого месторождения, близость их состава и вмещающих метавулканитов аннамской свиты с составом разновозрастных пород коматиит-толеитовой серии зеленокаменного пояса Ура-губа – Колмозеро-Воронья, позволяют считать их закономерными членами коматиит-толеитового вулканоплутонического комплекса глубоко эродированного неoarхейского зеленокаменного пояса.

Первичные высоко железистые коматиитовые расплавы Аллареченского вулканоплутонического комплекса, являлись продуктами частичного равновесного плавления при повышенных давлениях и температурах высоко деплетированной ($\epsilon Nd_T=+7.0\pm 0.4$) верхней мантии. Особенности петрографического и геохимического состава рудных перидотитов свидетельствуют, что они представляют собой кумулятивные производные мало-глубинного (P~4 кбар) фракционирования в магматической камере *Ol-Opx±Pl, Mag* минеральных фаз первичного высоко-железистого коматиитового расплава с температурой ликвидуса не менее 1200°C по данным ортопироксенового геотермобарометра (Brey, Köhler, 1990). Геохимия редких и редкоземельных элементов ($[Ce/Sm]_N=1.9-2.8$, $[Gd/Yb]_N=1.2-1.8$), $[\Sigma PЗЭ]_N=8-13$) и изотопный состав Nd ($\epsilon Nd_T=+7.0\pm 0.4$), а также гомогенная морфология и изотопный состав аксессуарного магматического циркона в гипербазитах, свидетельствуют об отсутствии существенного участия в их петрогенезисе процессов контаминации мезoarхейскими ТТГ комплексами.

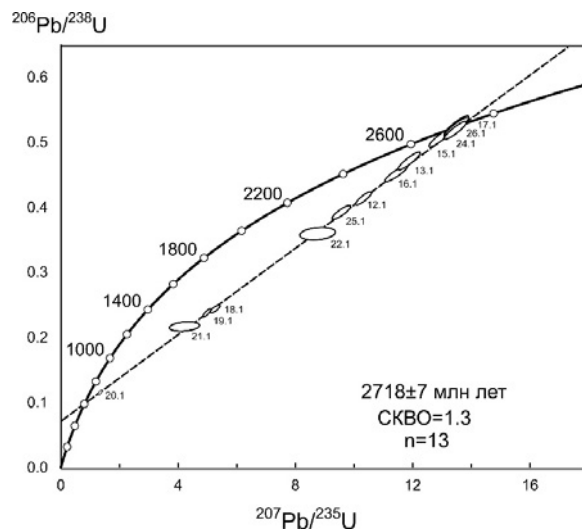


Рис. 3. График с конкордией для цирконов из рудного оливинового пироксенита (алла 19-1/3) Аллареченского месторождения.

Напротив, данные Re-Os систематики ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} - 0.2270-0.1929$) и изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +5.5 до +5.8 ‰) для сульфидных руд указывают на присутствии не только мантийной компоненты при эволюции сульфидного расплава, но и возможно коровой составляющей. Эти данные указывают на независимую эволюцию силикатного и сульфидного расплавов, разделение которых в исходной выплавке из деплетированной мантии произошло в подкоровых условиях.

Полученные данные позволяют полагать, что в пределах Кольско-Норвежской области (в современных ее очертаниях) Фенноскандинавского щита в интервале времени 2.75–1.9 млрд лет, в масштабах геодинамических процессов плюм-литосферного взаимодействия, практически в одной точке существовала мантийная аномалия в отношении Ni, Cu и ЭПГ. Минерагеническая продуктивность этой аномалии служила источником рудного вещества для трех раннедокембрийских эпох медно-никелевого рудообразования и формирования неархейских (~2750 млн лет) месторождений Аллареченского рудного поля, палеопротерозойских (~2500 млн лет) месторождений (Мончегорское и Панско-Федоровское) и месторождений Печенгской группы (~1900 млн лет).

Литература:

Вревский А.Б. Петрологические проблемы сульфидного никелевого оруденения в раннем докембрии Северо-Восточной части Балтийского щита // Геология рудных месторождений. 1991. N 1. Т. 3. С.23–32.

Вревский А.Б. Кольско-Норвежская провинция. Архей. // В кн.: Ранний докембрий Балтийского щита. СПб. Наука. 2005. С.10–59.

Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскуряков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск. 1972. 129 с.

Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минералов при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolite II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrology. 1990. V. 31. P. 1353–1378.



МЕДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МАЛО-ХАМАРДАБАНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ – ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК РУДЫ ДЛЯ ДРЕВНЕГО МЕТАЛЛОПРОИЗВОДСТВА В ЗАБАЙКАЛЬЕ

Врублевская Т.Т.¹, Хубанов В.Б.¹, Симухин А.И.², Хубанова А.М.¹, Савчук О.В.¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² Институт монголоведения, буддологии и тибетологии СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Археологические исследования второй половины двадцатого века показали, что древние люди, населявшие Забайкалье и Монголию в бронзовом веке (II–I тыс. до н.э.), владели собственной металлургией меди. Остатки меднолитейного производства в материалах археологических памятников и местонахождений бассейнов рр. Селенга, Джиды, Чикой и др. свидетельствуют о возможном существовании нескольких металлургических очагов в данном регионе. Сопоставление спектро-аналитических исследований металла археологических культур Забайкалья и геолого-геохимических характеристик рудной базы дает основание говорить о местном происхождении бронзолитейного производства (Сергеева, 1981; Гришин, 1981). Однако несмотря на продолжительную историю археологических исследований региона вопросу более точной географической привязке источников медной руды для медно- и бронзолитейного производства остается открытым.

Нами предпринята попытка оценить медные проявления, локализованные среди трахибазальтов Мало-Хамардабанской вулканотектонической структуры (бассейн р. Джиды), на предмет их потенциальной возможности для древней разработки. Основанием для выделения перспективной площади послужили результаты государственного геологического картирования (М 1:200 тыс.) и дислокация могильных комплексов бронзового века, представленных плиточными могилами и курганами-керексурами. Кроме того, в бассейне р. Джиды найдены многочисленные медные и бронзовые изделия, в том числе, обнаружен единственный на территории Бурятии клад древнего литейщика, широко известного в научной литературе как «Закаменский клад», содержащий 39 предметов (Хамзина, 1981); уникальный для региона меч карасукского типа со скульптурным навершием в виде головы янгира, отлитый из оловянной бронзы (Коновалов, Данилов, Именохоев, 1995). Этнографические данные свидетельствуют, что в прежние годы где-то в пределах хребта Малый Хамар-Дабан велась добыча меди бурятами, как они ее называли «красной», т.е. самородной (Сергеева, 1981). Подтверждением добычи металла в этих местах является и этимология топонима «джиды» – монг. зэс, джэс, джэд; тюрк. джез; бур. зэд, дзэд одинаково означают "медь" (Мельхеев, 1969, с. 124)

В геологическом плане значительная часть хребта Малый Хамар-Дабан сложена магматическими породами одноименной Мало-Хамардабанской вулканотектонической структуры. Она представляет собой одно из наиболее крупных и типоморфных проявлений юрско-мелового рифтогенного вулканизма Западного Забайкалья (Хубанов и др., 2015). Вся вулканическая толща подразделяется на несколько частей: в основании разреза залегают позднеюрские трахибазальты и трахиты худогинской свиты, среди лавовых горизонтов которой отмечаются прослои терригенного материала. Выше залегают вулканы ичетуйской свиты (J₃), представленные в основном трахибазальтами. Суммарная мощность вулканогенной толщи достигает 3000 м, она имеет моноклиналиное залегание с падением на юг–юго-восток под углом 10°–20°.

Находки руды с самородной медью были обнаружены среди трахибазальтов в бассейне среднего течения р. Ичетуй в ходе археолого-геологической экспедиции ИМБТ СО РАН (рук. к.и.н. Симухин А.И.) и ГИН СО РАН (рук. к.г.-м.н. Хубанов В.Б.). Обнаруженные рудные образцы представляют собой секрции в базальтах, по размеру они варьируют от миндалинов (первые сантиметры в поперечнике) до жеоид (первые десятки сантиметров в



поперечнике). Секреции сложены светло-зелёным пренитом, на фоне которого контрастно выделяется вкрапленность самородной меди.

Пренит образует шаровидные скопления с радиально-лучистой внутренней структурой. Размер шаровидных образований от нескольких мм до первых сантиметров. Согласно (Рудашевский, Кузнецова, 1970) пренитовые метасоматиты являются рудовмещающими породами и кристаллизуются из среднетемпературных (~ 400 °С) гидротерм.

Выделения самородной меди имеет яркий медно-красный цвет, металлический блеск, иногда с сиреневой или индигово-синей побежалостью. Форма нахождения разнообразная: пластинчатые и крючковатые дендриты, хорошо образованные кристаллы и сростки. Размер медных выделений – от долей миллиметра до первых миллиметров.

С помощью растровой электронной микроскопии также обнаружены куприт, хризоколла, малахит, нантоцит, планшеит, ковеллин, анилит, джирит, самородное серебро, акантит. Элементы-примеси в самородной меди пока не найдены. Как правило, медь последовательно замещается купритом, хризоколлой и малахитом.

Таким образом, обнаруженные медные проявления представляются перспективными в качестве источников руды для древнего медно- и бронзолитейного дела, в первую очередь, из-за пространственной близости к археологическим находкам артефактов древнейшей металлургии. Кроме того, наличие самородной меди и ее состав подразумевают относительно облегченную технологию извлечения меди из руды.

Доминирующим и тесно ассоциирующим с самородной медью минералом является пренит, что предполагает среднетемпературные гидротермальные условия рудообразования.

Учитывая, что руда слагает секреции в базальтах, поэтому ее формирование по-видимому имело место на поздне- и /или постмагматической стадии становления Мало-Хамардабанской вулканотектонической структуры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта Правительства Российской Федерации № 14.W03.31.0016 «Динамика народов и империй в истории Внутренней Азии». Состав минералов изучался с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (Улан-Удэ).

Литература:

Коновалов П.Б., Данилов С.В., Именохоев Н.В. Бронзовый меч из села Петропавловка (р. Джиды, Бурятия) // Культуры и памятники бронзового и раннего железного веков Забайкалья и Монголии: Сб. ст. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. 1995. С. 59–61.

Мельхеев М.Н. Топонимика Бурятии. История, система и происхождение географических названий. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство. 1969. 187 с.

Рудашевский Н.С., Кузнецова Л.Г. Пренито-полевошпатовые метасоматиты Ni-Co Ховуаксинского месторождения (Тувинская АССР) // ЗВМО. 1970. № 5. С. 528–538.

Сергеева Н.Ф. Древнейшая металлургия меди юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. 1981. 152 с.

Хамзина Е.А. Клад бронзовых изделий из Закамны // Новое в археологии Забайкалья. Новосибирск: Наука. 1981. С. 41–45.

Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т., Цыренов Б.Ц., Цыганков А.А. Процессы фракционной кристаллизации и смешения магм в формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии Мало-Хамардабанской вулканотектонической структуры, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 490–520.



ПЕРИОДИЧНОСТЬ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ИСТОЧНИКОВ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ

Врублевский В.В.¹, Дорошкевич А.Г.^{1,2,3}, Изох А.Э.^{1,2,4}

¹Томский государственный университет, Томск, Россия, *vasvr@yandex.ru*

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, *doroshkevich@igm.nsc.ru*,
izokh@igm.nsc.ru

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) плутонические щелочные комплексы палеозоя представлены небольшими (≤ 100 – 200 км) ареалами или отдельными интрузивами в Кузнецком Алатау, Горном Алтае, на Сангиленском и Витимском плато в ЮВ Туве и Западном Забайкалье соответственно, в Прибайкалье, СЗ Монголии и Восточном Саяне. Они образуют магматические серии от субщелочного габбро-до фойдолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, редко карбонатитов.

По изотопно-геохронологическим (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr, Ar–Ar) данным наиболее отчетливо выражены интервалы 520–470, 405–385, 310–250 млн лет формирования интрузий. В Кузнецком Алатау отмечаются щелочно-мафитовые плутониты во всем временном диапазоне: в позднем кембрии (~500 млн лет), раннем девоне (~400 млн лет) и поздней перми (~265 млн лет) (Врублевский и др., 2014, 2016). Для Байкальского региона характерны щелочные комплексы ранне-или позднепалеозойского возраста (Скляров и др., 2009; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2018). Сходные по составу ассоциации в Горном Алтае, ЮВ Туве, Восточном Саяне и в ЮЗ Прихубсугулье (СЗ Монголия) могли сформироваться в интервале от среднего кембрия до силура включительно (Врублевский и др., 2012; Vrublevskii et al., 2019, 2020; Сальникова и др., 2018).

Независимо от возраста, щелочные породы обладают геохимической конвергентностью, которая позволяет предположить генетические родственные источники и сходную геодинамическую обстановку внедрения магмы. При этом поведение редких рассеянных элементов, радиогенных и стабильных изотопов может быть связано с разной степенью плюм-литосферного взаимодействия. Широкие вариации изотопных отношений ($\epsilon\text{Nd}(t)$ от ≈ -1 до $+8$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 0.7032–0.7076) отражают вероятное смешение компонентов деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM) мантии в зонах магомгенерации, а также верхне коровую контаминацию ювенильных расплавов (рис. 1а). Первичный изотопный состав свинца в породах и минералах ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.21–38.02; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.40–15.71; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.28–19.67) указывает на присутствие компонентов литосферной мантии EM-типа уже в интрузиях кембрия и девона (рис. 1б). Признаки коровой контаминации выражены в виде корреляции между повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ и $\delta^{18}\text{O}$ (до ~ 8 – 14 ‰) в щелочных породах, что отмечается для многих плутонических комплексов в орогенных поясах. Характерными являются более «тяжелый» по сравнению с мантией изотопный состав углерода в карбонатах ($\delta^{13}\text{C}$ от -3.5 до -2.0 ‰) и серы в сульфиде ($\delta^{34}\text{S}$ 4.6 ‰), а также обогащение интрузий ^{207}Pb .

Изотопно-геохимические данные позволяют предполагать гетерогенность мантийных источников материнской щелочно-мафитовой магмы. Ее главными компонентами являются протолиты, сходные с веществом резервуаров типа PREMA и EM. Неоднородность наблюдается не только в небольших провинциях, но и в отдельных плутонах. Поведение редких рассеянных элементов в породах указывает на вероятность смешения в магмогенезисе материала, подобного OIB и IAB. По сравнению с внутриплитными интрузиями, подъем расплавов сопровождался более интенсивной коровой

контаминацией. Такое сложное взаимодействие могло происходить в обстановке суперпозиции мантийного плюма и аккреционно-коллизийных комплексов бывших активных окраин Палеоазиатского океана.

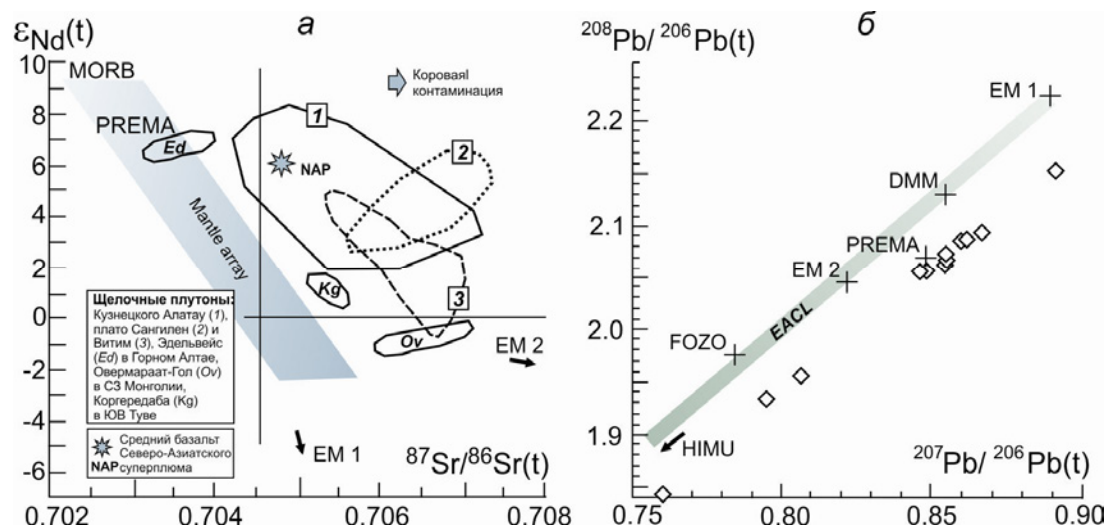


Рис. 1. Изотопный Nd–Sr–Pb состав щелочных комплексов в западной части ЦАСП: (а) диаграмма $\epsilon_{Nd}(t) - ^{87}Sr/^{86}Sr(t)$. Нефелиновые сиениты массива Коргердаба по (Никифоров и др., 2019), средний базальт NAP по (Ярмолюк, Коваленко, 2003); (б) Pb–Pb диаграмма для пород и минералов из плутонов Кузнецкого Алатау, ЮВ Тувы и Горного Алтая. EACL (East Africa Carbonatite Line) по (Bell, Tilton, 2001). Область “Mantle array”, мантийные домены MORB, DMM, PREMA, FOZO, HIMU, EM 1 и EM 2 по (Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005; Armienti, Gasperini, 2007).

Исследования поддержаны грантами РФФ (18–17–00240), РФФИ (17–05–00309) и Министерства науки и высшего образования РФ.

Литература:

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 945–963.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиеррес-Алонсо Г. и др. Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1598–1614.

Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd–Sr–O) триада и $^{40}Ar-^{39}Ar$ возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 592–602.

Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Рампилов М.О. и др. Пермотриасовый этап щелочного магматизма Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1325–1344.

Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В. и др. Гранаты ряда андрадит-моримотоит – потенциальные минералы-геохронометры для U–Pb датирования ультраосновных щелочных пород // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. № 5. С. 583–586.

Склярков Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизийных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизийной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1409–1427.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.



Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E. et al. The Overmarat-Golalkaline pluton in Northern Mongolia: U–Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // *Minerals*. 2019. V. 9. 170.

Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline–carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 188. 104163.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ДРЕВНИХ РУД: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СЕРЫ И ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Высоцкий С.В.¹, Веливецкая Т.А.¹, Кулешевич Л.В.², Игнатьев А.В.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,

Владивосток, Россия, vysockiy@fegi.ru

²Институт геологии КарНЦ, Петрозаводск, Россия, kuleshev@krc.karelia.ru

Большая часть уникальной информации, которую мы имеем об окружающей среде ранней Земли, основана на изучении сульфидов в осадочных породах. Установлено, что архейский цикл серы отличается от современного, поскольку атмосфера ранней Земли была бескислородной (Farquhar et al., 2000, Farquhar, Wing, 2003, Pavlov & Kasting, 2002 и др.). Открытие явления масс-независимого фракционирования изотопов серы (MIF-S) и сохранения этой геохимической метки в некоторых архейских породах используется как независимый критерий (индикатор) вовлечения в рудный процесс осадочной серы, прошедшей через цикл преобразований в атмосфере древней Земли. Для древних (архейских и палеопротерозойских) сульфидов мультиизотопный состав позволяет оценить вклад всех источников в общий бюджет серы, в том числе – определить вклад серы, прошедшей преобразование в древней архейской атмосфере.

Кроме того, сульфид образуется в результате деятельности микроорганизмов и, таким образом, исследование осадочных сульфидов освещает вопросы биологической эволюции. Современные исследования, основанные на морфологических, геохимических и изотопных данных, дают основания предполагать, что в архее, 3,5–2,5 миллиарда лет назад, жизнь была относительно широко распространена и развита (Schopf et al., 2018).

На примере месторождения Лекса нами показано, что для стратиформных колчеданных месторождений мезоархейских (около 2.9 млрд лет) зеленокаменных поясов Карельского кратона (рудопроявления Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса) мультиизотопный состав серы руд свидетельствует о вовлечении фотолитической (атмосферной) серы в процесс формирования сульфидов. Отмечается существенная роль биологической сульфат редуции, т.е. процесс осаждения сульфида железа в мезоархее происходил при активном участии микроорганизмов (Высоцкий и др., 2019).

Колчеданная залежь *рудопроявления Лекса* находится в юго-восточной части Каменноозерской структуры (Карелия, Россия) и залегает в толще кварц-альбит-серцитовых и углеродсодержащих сланцев (Кулешевич, 1992). Углеродсодержащие сланцы образованы тонкими прожилками и линзами кварца и железистого хлорита в тонкозернистой матрице, сложенной смесью хлорита, кварца, мусковита и углерода. Кварц-альбит-серцитовые сланцы представляют собой метасоматиты, предположительно по вулканогенно-осадочным породам

Колчеданные руды образуют несколько сближенных рудных залежей, сформировавших две главные сульфидоносные пачки общей мощностью до 40 м. Сульфиды представлены



преимущественно пиритом, образующим разные морфологические формы (кубические кристаллы, фрамбоиды, округлые глобулы и слоистые конкреции), реже встречаются пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит. Руды вкраплено- и пятнисто-полосчатые, массивные, иногда прожилковые существенно пиритового состава с содержанием сульфидов 30–50 %.

Слоистые или полосчатые, вкрапленно-полосчатые текстуры руд обычно характерны для дистальных (удаленных от зоны гидротермальной разгрузки) фаций вулканогенно-осадочных месторождений (Galley et al., 2007). На основании литологической классификации породы-хозяина (Barrie, Hannington, 1999, Franklin et al., 2005), месторождение нами относится к бимодально-мафитовому типу.

Первичные текстуры в сульфидных рудах месторождения Лекса представлены идиоморфными кристаллами пирита, фрамбоидальным и ботриоидальным пиритом, коробчатыми формами кристаллов и зонированием роста внутри конкреции. Кроме того, высокая пористость и текстурная неоднородность в пределах шлифа также указывает на отсутствие значительного метаморфизма руд.

В углеродистых сланцах были обнаружены две основные ассоциации осадочного бисульфида железа: сингенетические пирит-марказитовые конкреции, которые образуются на границе раздела осадок-вода и диагенетический пирит, который формируется ниже этого раздела в осадке. Фрамбоидальные и скелетные формы, отражают быстрое осаждение из пересыщенных растворов. Косвенным подтверждением высокой бактериальной активности может являться ботриоидальная и фрамбоидальная форма сульфидов железа.

Сера в пирит-марказитовых конкрециях характеризуется (рис. 1) переменными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (от -10,2‰ до + 27,5 ‰) и переменными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ (от -0,27‰ до +0,44 ‰). В относительно спокойных условиях и небольших колебаний pH на границе морская вода-осадок в конкрециях последовательно кристаллизовались слои марказит – пирит. Часть серы (с отрицательной $\Delta^{33}\text{S}$) поступала из фотолитического сульфата, другая (с положительной $\Delta^{33}\text{S}$) принадлежит фотолитической элементарной сере. Вполне вероятно, что формирующаяся конкреция находилась в приливной зоне, где уровень моря постоянно менялся. В результате раствор то насыщался фотолитическим сульфатом, то фотолитической элементарной серой.

Для позднего пирита, образующего каймы вокруг конкреций и отдельные идиоморфные (эвгедральные) кристаллы, сера характеризуется узким диапазоном значений $\delta^{34}\text{S}$ (4,6 ~ 7,0 ‰) и положительными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ (от 1,55 ‰ до + 2,64 ‰). Положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ означают, что сера была в основном получена из фотохимического резервуара элементарной серы. Пирит кристаллизовался совместно с кварцем в процессе диагенеза первичного осадка. Появление силикагеля свидетельствует об увеличении кислотности среды, вызвавшей массовую кристаллизацию идиоморфного пирита, в составе которого большую роль играла атмосферная элементарная сера.

Переменный изотопный состав серы в пирит-марказитовых конкрециях и находки пиритизированных микрофоссилий (?) в углеродистом сланце указывает на высокую биологическую активность (Высоцкий и др., 2019). Процесс биогенной сульфат-редукции ассоциируется с фракционированием изотопов серы (Canfield et al., 2010). В нашем случае можно предположить, что деятельность сульфатредуцирующих бактерий была довольно активной, на что указывает магнитуда $\delta^{34}\text{S}$ ($\approx 37\%$) в месторождении Лекса. Таким образом, мы предполагаем, что биологическая сульфат редукция была существенной составляющей в процессе формирования мезоархейского колчеданного рудообразования.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФ в рамках научного проекта № 21-17-00076.

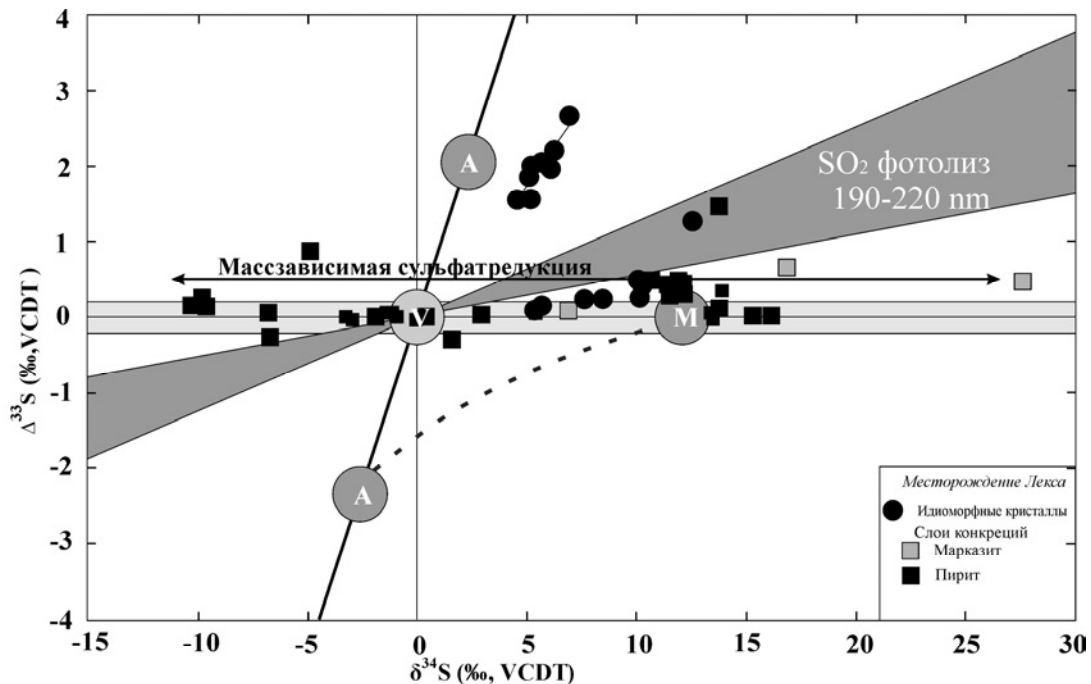


Рис 1. Интерпретация механизмов фракционирования изотопов серы в сульфидных рудах месторождения Лекса Сумозеро-Кенозерского зеленокаменного пояса. Погрешность: 0,05 ‰ для $\Delta^{33}\text{S}$; меньше размера символа для $\delta^{33}\text{S}$ (0,15‰) и $\delta^{34}\text{S}$ (0,2‰). Светло-серая область: масс-зависимое фракционирование изотопов S ($\Delta^{33}\text{S} = 0 \pm 0,2$ ‰); изотопные отклонения данных выше или ниже этого диапазона считаются отклонениями от масс-зависимого фракционирования (МИФ). Линия A-V-A – это архейский эталонный тренд ($\Delta^{33}\text{S} = 0,89 \delta^{34}\text{S}$); A – атмосферная сера, V – вулканогенная сера (Ono et al., 2003). Пунктирная линия A-M соединяет поля сульфатной фотолитической серы и сульфата морской воды. Темно-серое поле, обозначенное 190–220 нм, представляет экспериментальные результаты фотолиза SO_2 с использованием ультрафиолетового излучения с длиной волны 190–220 нм (лампа Хе, Ono et al., 2013; Whitehill et al., 2016).

Литература:

- Farquhar J, Bao H, Thiemens MH 2000. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. *Science* 289(5480):756–759
- Farquhar J., Wing B.A., 2003; Multiple sulfur isotopes and the evolution of the atmosphere // *Earth and Planetary Science Letters* 213 (2003) 1–13
- Pavlov AA, Kasting JF 2002. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: Strong evidence for an anoxic Archean atmosphere. *Astrobiology*, 2(1): p 27–41.
- Schopf J. William, Kitajima Kouki, Spicuzza Michael J., Kudryavtsev Anatoliy B., and Valley John W. SIMS analyses of the oldest known assemblage of microfossils document their taxon-correlated carbon isotope compositions // *PNAS*, (2018) vol. 115. no. 1 P. 53–58
- Кулешевич Л.В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр, 1992, 266 с.
- Высоцкий С.В., А.В. Игнатъев, В. И. Левицкий Т.А. Веливецкая, А.В. Асеева, И.В. Левицкий, Мехоношин А.С. Источник серы колчеданных руд в архейских толщах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона по мультиизотопным данным. // *Геология и геофизика*, 2019, № 8, стр. 1091–1107
- Высоцкий С.В., академик А.И. Ханчук, Л.В. Кулешевич, А. В. Игнатъев, А.И. Слабунов, Т.А. Веливецкая Мультиизотопный состав серы сульфидов и микрофоссилии мезоархейского колчеданного рудопоявления Лекса Карельского кратона: новые данные о роли абиогенных и биогенных факторов при формировании древнейших руд // *Доклады Академии Наук*, 2019, том 485, № 5, с. 599–603.



ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ РОССИЙСКОГО АЛТАЯ

Гаврюшкина О.А.^{1,2}, Крук Н.Н.^{1,2}

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

²*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

Образование внутриплитных гранитоидов – один из важнейших вопросов современной магматической петрологии. Формирование этих пород оторвано во времени на десятки и сотни миллионы лет от коллизионных событий и не связано с процессами взаимодействия литосферных плит. Поэтому источники энергии, обусловившие их генерацию, природа и механизмы образования их расплавов – предмет постоянной дискуссии.

На древних платформах внутриплитные гранитоиды обычно представлены породами А-типа, образование которых обычно связывают с дифференциацией мантийных магм (Loiselle, Wones, 1979; Bonin, 2008) или смешением мантийных расплавов с коровыми выплавками (Creaser et al., 1991). Ряд авторов объясняет формирование А-гранитов плавлением пород среднего состава в нижнекоровых условиях под действием мантийных флюидов (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989). В складчатых поясах внутриплитные гранитоиды, как правило, имеют другой состав – типичные А-граниты здесь редки, в то время как часто преобладают гранитоиды, близкие к породам I- и S- типов, сходные с гранитоидами активных окраин и зон коллизии континентов. Встречаются также редкометалльные разности, часто продуктивные на Sn, W, Mo, Li и Be. Изотопные характеристики таких гранитоидов указывают на их преимущественно коровую природу. В то же время породы базитового состава присутствуют в резко подчиненных количествах, а признаки прямого участия мантийных магм в формировании гранитоидов редки. Таким образом, есть все основания полагать, что в источнике внутриплитных гранитоидов складчатых областей важную роль играют породы континентальной коры. В этой связи новую информацию о процессах внутриплитного магматизма может дать изучение габбро-гранитных серий, включающих породы как заведомо мантийного, так и условно корового генезиса.

В данной работе этот вопрос рассматривается на примере пермо-триасовых габбро-гранитных серий российского Алтая, который является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса и представляет собой западное окончание пояса Алтаид, обрамляющего Сибирский кратон с юга.

Тектонический «каркас» региона сформировался в раннем палеозое за счёт аккреции разнообразных периокеанических террейнов Палеоазиатского океана, которые позднее были деформированы в результате взаимного перемещения блоков по глубинным разломам сдвиговой природы. В раннем девоне Алтайский регион был вовлечен в структуру активной окраины Сибирского континента на границе с Обь-Зайсанским океаническим бассейном, эволюция которой завершилась закрытием Обь-Зайсанского бассейна и коллизией Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов в карбоне. Начиная с этого момента регион развивался во внутриконтинентальном режиме.

Пермо-триасовые магматические ассоциации Алтая являются составной частью Сибирской крупной изверженной провинции, обусловленной активностью суперплюма (Добрецов, 1997). В российском Алтае выделяется около десятка субсинхронных гранитоидных и габбро-гранитных комплексов, отличающихся по набору пород, петрографическим и геохимическим характеристикам (Владимиров и др., 1997; Шокальский и др., 2000). Среди них известны габбро-гранитные серии, включающие монцодиориты и сиениты, гранодиорит-гранитные интрузии, а также массивы биотитовых и двуслюдяных



гранит-лейкогранитов повышенной редкометалльности, в т.ч. продуктивные в отношении Mo и W.

Объектами нашего исследования стали Айский, Теранджикский и Тархатинский габбро- и сиенит-гранитные массивы, Атуркольский и Саввушинский гранодиорит-гранитные интрузивы, а также Белокурихинский, Верхнещебетинский и Синюшенский массивы, сложенные гранит-лейкогранитами. Их детальное описание приведено в (Крук и др., 1998, 2016, 2017; Gavryushkina et al., 2019). Геологическая позиция перечисленных интрузий сходна. Позднепалеозойские-раннемезозойские магматические ареалы дискордантны по отношению к более ранним геологическим структурам, часто приурочены к крупным разрывным нарушениям или их пересечениям. Все интрузивы являются аллохтонными: имеют интрузивные контакты с вмещающими толщами и обычно сопровождаются ареолами роговиков. При этом массивы обычно «запечатывают» разломные зоны, а сами не затронуты процессами катаклаза и огнейсования.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных исследований слюд и амфиболов из пород этих массивов демонстрируют достаточно узкий временной интервал формирования гранитоидов (254–244 млн лет) и указывают на их синхронность с формированием LIP Сибирской платформы (Гаврюшкина и др., 2017).

Изученные массивы характеризуются широким разнообразием составов пород. Типичны повышенные содержания K_2O , причём наименее кремнекислые породы Айского и Тархатинского массивов соответствуют ультракалеиловым разностям, а основные и средние породы Теранджикского и Саввушинского массивов – высококалеиловым. Все граниты и лейкограниты рассматриваемых массивов в той или иной мере пересыщены глиноземом, в то время как среди менее кремнекислых разностей (кварцевых монцодиоритов, гранодиоритов и т.д.) преобладают метаглиноземистые образования. Граниты большинства массивов занимают промежуточное положение между породами А-, I- и S-типов; точки составов более основных пород большинства массивов занимают промежуточное положение между полями А- и I-типов гранитоидов (исключение составляют только монцодиориты и сиениты Теранджикского массива, которые соответствуют породам I-типа). Для пород Теранджикского и Тархатинского массивов характерна невысокая железистость, тогда как гранитоиды Синюшенского и Саввушинского массивов, напротив, характеризуются высокой железистостью. Породы остальных массивов (Белокурихинского, Атуркольского и Айского массивов) занимают промежуточное положение.

Общей геохимической чертой всех пород рассматриваемых массивов являются вышекларковые содержания крупноионных литофильных, высокозарядных и резкоземельных элементов. В пределах каждого отдельного массива максимальные концентрации Sr и Ba наблюдаются в наиболее основных породах и, снижаясь по мере роста кремнекислотности, достигают минимума в гранитах и лейкогранитах. Для пород гранит-лейкогранитных ассоциаций (Синюшенский и Белокурихинский массивы) характерны повышенные содержания F. Уровень накопления редкоземельных и высокозарядных элементов в породах разных массивов существенно различен.

В составе каждой габбро-гранитной серии по комплексу минералогических, геохимических и изотопных данных выделяется не менее двух дискретных групп пород. Первая включает габброиды (если эти породы присутствуют в составе серий), монцодиориты и кварцевые монцодиориты, сиениты и кварцевые сиениты, вторая – более кремнекислые разновидности пород. Две группы пород ярко выделяются по особенностям состава темноцветных минералов – тёмные слюды более основных и кремнекислых пород различаются по уровню концентраций TiO_2 , Cl и F, а также по железистости и глинозёмистости. Аналогичные различия в составах тёмных слюд прослеживаются и в гранит-лейкогранитных интрузивах, однако здесь выделяются граниты более ранних и поздних фаз внедрения.



В целом, особенности редкоэлементного состава субэвтектических разностей гранитоидов хорошо коррелируют с составом верхней коры вмещающих геоблоков: Тархатинский, Теранжикский, Белокурихинский, Верхнещербетинский и Синюшенский массивы локализованы среди осадочных или метаосадочных толщ, Айский массив – в Каимском аллохтоне, с существенно вулканическим разрезом коры, а Саввушинский – в Рудноалтайском блоке, имеющем мощное метабазитовое основание.

В целом, проведенные комплексные исследования показывают, что главным источником пермо-триасовых внутриплитных гранитоидов Алтая были породы континентальной коры, при этом механизмы петрогенезиса для трех выделенных типов ассоциаций были несколько различны.

Плавление пород коры во всех случаях происходило под воздействием тепла и флюидов, отделяющихся от мантийных очагов. В габбро- и сиенит-гранитных сериях происходило масштабное смешение мантийных магм с коровыми выплавками. В гранодиорит-гранитных и граносиенит-гранитных сериях масштабы этого смешения были существенно меньше, но оно также имело место. Для гранит-лейкогранитных серий основным механизмом формирования были флюидный синтексис и глубокая дифференциация расплавов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН.

Литература:

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 715–729.

Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.

Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1072–1084.

Крук Н.Н., Гаврюшкина О.А., Шокальский С.П., Травин А.В. Минералогия, геохимия и условия формирования пермо-триасовых внутриплитных гранитоидов Синюшенского массива (Горный Алтай) // Литосфера. 2016. № 2. С. 5–23.

Крук Н.Н., Гаврюшкина О.А., Руднев С.Н., Шокальский С.П., Васюкова Е.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Ковач В.П., Крук Е.А. Петрология и возраст гранитоидов Атуркольского массива (Горный Алтай): к проблеме формирования внутриплитных гранитоидов // Петрология. 2017. № 3. С. 313–332.

Шокальский С.П., Бабин Г.Л., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2000. 188 с.

Bonin B. Death of super-continent and birth of oceans heralded by discrete A-type granite igneous events // Journal of geosciences. 2008. V. 53. P. 237–252.

Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-Type granite - experimental constraints // American mineralogist. 1986. V. 71 (3-4). P. 317–324.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // Contributions to mineralogy and petrology. 1982. V. 80 (2). P. 189–200.

Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. A-type granites revisited - assessment of a residual-source model // Geology. 1991. V. 19 (2). P. 163–166.

Gavryushkina O.A., Travin A.V., Kruk N.N. Duration of granitoid magmatism in peripheral parts of large igneous provinces (based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic study of Altai Permian-Triassic granitoids) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (4). P. 1035–1047.



Gavryushkina O.A., Kruk N.N., Semyonov I.V., Vladimirov A.G., Kuibida Y.V., Serov P.A. Petrogenesis of permian-triassic intra-plate gabbro-granitic rocks in the Russian Altai // Lithos. 2019. V. 326-327. P. 71–89.

Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geological society of America abstracts with programs. 1979. V. 11. P. 468.

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

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites – geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to mineralogy and petrology. 1987. V. 95 (4). P. 407–419.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНОГО КОЛЫМСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Герцева М.В., Сысоев И.В.

*Московский филиал федерального государственного бюджетного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»),
Москва, Россия, mfvsegei@mfvsegei.ru*

Описана последовательность формирования гранитоидов Главного (Колымского) плутонического пояса на основании результатов их датирования по цирконам и биотитам, показывающих разный возраст в пределах одних и тех же массивов. Процесс формирования пояса разделен на два этапа, соответствующих двум основным коллизиям с участием Колымо-Омолонского микроконтинента. Показано, что гранитоиды колымского магматического комплекса распространены только в пределах Колымо-Омолонского микроконтинента, и их магмогенерация связана не с коллизией Колымо-Омолонского микроконтинента с Сибирским континентом, а с коллизией (амальгамацией) блоков Колымской петли с Алазейской островной дугой.

Главный Колымский плутонический пояс массивов гранитоидов протягивается в северо-западном направлении вдоль границы Сибирского континента (Северо-Азиатского крата) с Колымо-Омолонским микроконтинентом (рис. 1). Образование пояса связывают с их коллизией (Тектоника, геодинамика и металлогения..., 2001). Полученные в последнее время многочисленные датировки гранитоидов Главного Колымского пояса по цирконам позволяют сделать вывод о том, что пояс образовался в несколько этапов.

При выделении этапов гранитообразования Главного Колымского плутонического пояса были использованы следующие положения:

1. Гранитообразование в континентальной коре при коллизиях происходит на трех глубинных уровнях. Парциальное плавление происходит на первом, наиболее глубоком уровне (около 30 км), откуда расплав выжимается сразу по мере возникновения на второй уровень (от 10 до 20 км), где сохраняется в состоянии, близком к субсолидусу [11]. Со второго уровня отдельные порции расплава прорываются на третий – верхний уровень глубиной 3–7 км (Розен и др., 2001).

2. При интерпретации изотопных датировок учитывается соотношение между температурой закрытия изотопной системы (T_c) и температурой формирования минерала (T_f) (Рис.2). В тех случаях, когда $T_c \geq T_f$, полученная датировка соответствует времени формирования минерала; когда $T_c < T_f$, измеренный возраст соответствует моменту закрытия изотопной системы, который может быть сколь угодно удален от времени формирования минерала (Травин, 2016). Для цирконов $T_c \geq T_f$, а для биотита $T_c < T_f$. Таким образом, датировки по цирконам показывают время формирования цирконов, а датировки по биотитам соответствуют моменту закрытия их изотопных систем.

3. На основании двух первых положений можно сделать вывод о том, что возраст, определенный по цирконам, отражает возраст образования гранитоидного расплава

(магмогенерации) на первом глубинном уровне, так как только на таких глубинах температуры достигают 900–700°C, при которых образуется циркон (рис. 2), а даты, определенные по биотитам - это время внедрения гранитоидов на третий уровень, поскольку температура закрытия изотопной системы биотита около 300°C (Травин, 2016), что отвечает этим глубинам.

Коллизионные гранитоиды Главного Колымского плутонического пояса по цирконам имеют достаточно широкий диапазон датировок - от поздней юры до раннего мела. Однако, возраст каждого отдельного магматического комплекса в составе этого пояса имеет довольно узкие временные интервалы (табл. 1).

Возраст магмогенерации показывает связь комплексов с геодинамическими процессами. В юрско-меловое время в рассматриваемом регионе известны две коллизии, связанные с Колымо-Омолонским микроконтинентом, зафиксированные угловыми несогласиями. Это коллизия (амальгамация) блоков Колымской петли и Алазейской островной дуги на рубеже средней и поздней юры, образовавшая Колымо-Омолонский микроконтинент и последующая коллизия Колымо-Омолонского микроконтинента с Сибирским континентом на границе юры и мела. С каждой из этих коллизий связано образование утолщенной призмы континентальной коры и выплавление гранитов.

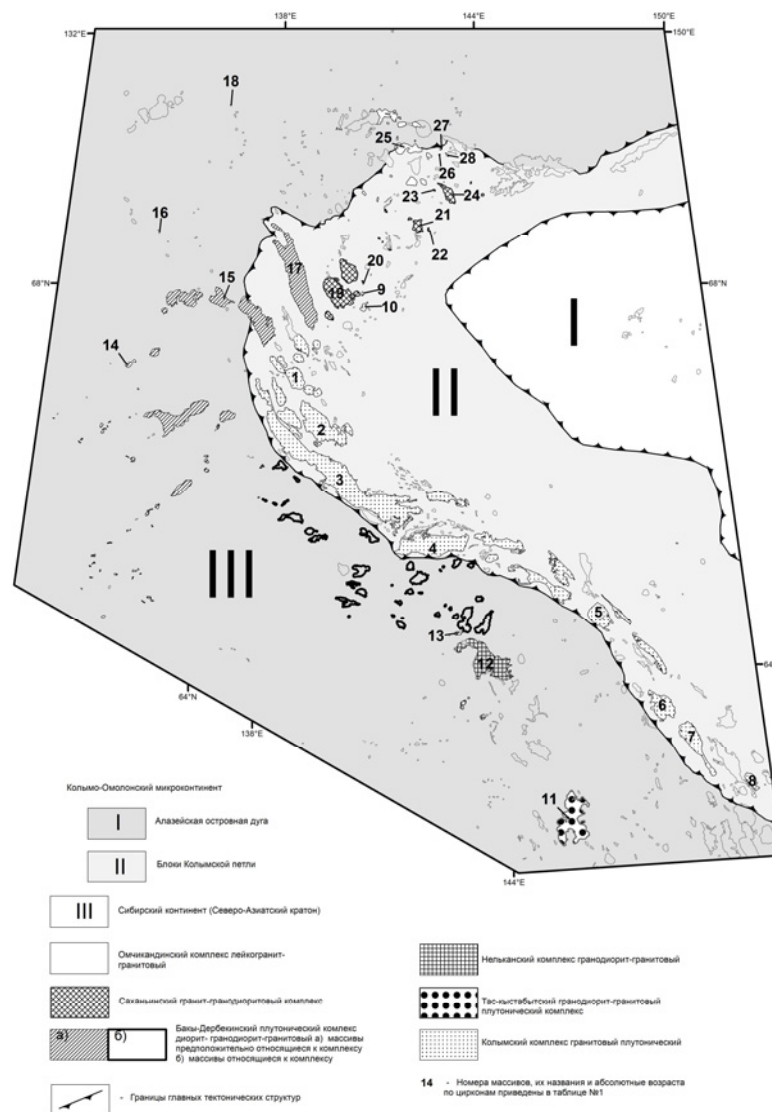


Рис. 1. Схема размещения комплексов гранитоидов Главного Колымского плутонического пояса.

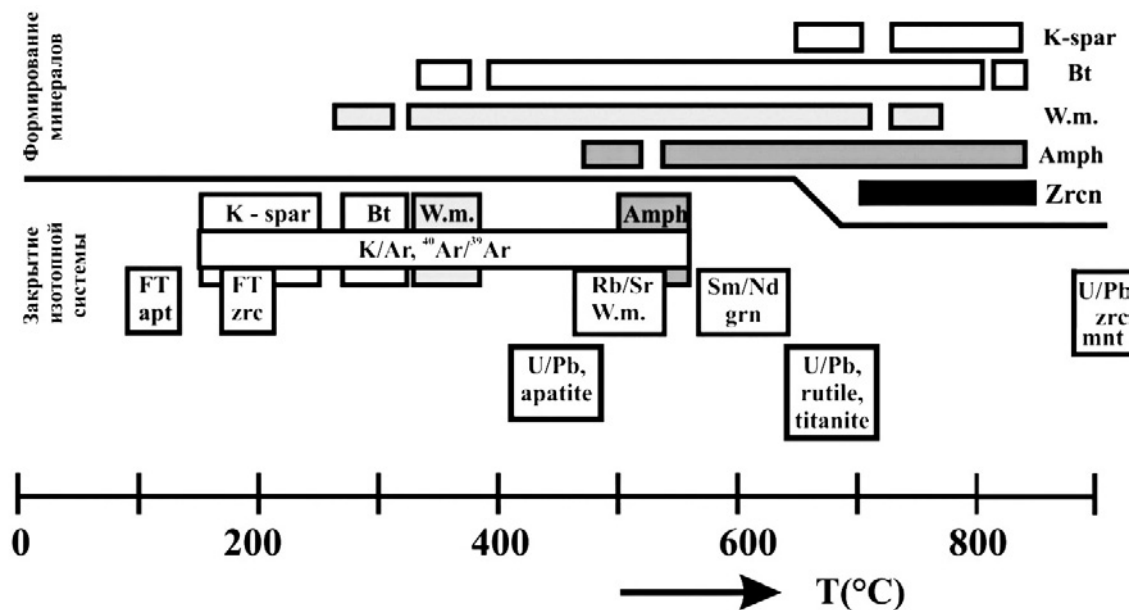


Рис. 2. Сопоставление температур закрытия изотопных систем с температурами гидротермального, метаморфогенного и магмогенного формирования этих минералов [Травин, 2016]

Мы полагаем, что этим двум коллизиям соответствуют два главных этапа образования гранитоидов Главного Колымского плутонического пояса.

С коллизией (амальгамацией) блоков Колымской петли и Алазейской островной дуги связан этап магмогенерации гранитоидов колымского комплекса. Вероятно, при этой коллизии в утолщенной призме континентальной коры на первом уровне гранитообразования (30 км) при коллизионном процессе выплавились граниты (154,6–147,6 млн лет по цирконам – U-Pb) и выжались вверх на второй уровень на глубину 10–20 км, где сохранились в состоянии, близком к субсолидусу.

Важно отметить, что поскольку магмогенерация гранитоидов колымского комплекса связана с коллизией (амальгамацией) блоков Колымской петли и Алазейской островной дуги, то они не могут выходить за пределы Колымо-Омолонского микроконтинента, что и наблюдается в действительности (рис. 1). Все традиционно относимые к колымскому комплексу массивы гранитоидов, имеющие позднеюрские возрастные датировки по цирконам, распространены исключительно в области развития образований Уяндино-Ясачненской дуги, то есть в пределах Колымо-Омолонского микроконтинента.

Следующий главный этап гранитообразования связан с коллизией Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента. В начале этой коллизии, во время активных тектонических подвижек, гранитоиды колымского комплекса, находящиеся на втором уровне, прорвались по ослабленным зонам на третий, верхний (3–7 км) уровень гранитного коллизионного процесса, что зафиксировано в биотитах из этих гранитоидов (возрастные датировки Ar-Ar по биотитам от 146,2 до 140,1 млн лет) (табл. 1). Этим объясняется то, что гранитоиды, по цирконам имеющие юрский возраст, по биотитам датированы мелом и некоторые из них прорывают позднеюрские образования Уяндино-Ясачненской дуги.

Эта же коллизия привела к утолщению призмы континентальной коры и к выплавлению новой порции гранитоидов, датированных меловыми возрастными по цирконам (145–129,6 млн лет) (нельканский, бакы-дербекинский, саханьинский, омчикандинский комплексы), которые внедрились и в образования Колымо-Омолонского микроконтинента, и в образования пассивной окраины Сибири.



Таблица 1. Абсолютный возраст комплексов Главного (Колымского) плутонического пояса

№	Название массива	Возраст по биотитам (Ar-Ar), млн лет [Layeretal., 2001]	Возраст по цирконам (U-Pb, SHRIMP), млн лет	Источник (U-Pb, SHRIMP)
Колымский комплекс				
1	Догдинский	140,4±0,7 143,3±0,7	147,6±1	[Акинин и др., 2009]
2	Право-Туостакский		149,3±1	
3	Чибагалахский	143,3±0,5	147,8±2	
4	Порожноцепинский	142,7±0,5	154,6±1,4	
5	Чьорго		151,3±1,3	
6	Чугулуковский		150,6±1,3	[ГГК РФ. Лист Q-55..., в работе]
7	Оханджа		148,8±1,3	[ГГК РФ. Лист P-55..., 2016]
8	Маяк	140,1±0,5	153,6±2,3	
9	Кюэх-Оттохский	146,2±1 145,1±1		
10	Синекандинский	141,3±1,0		
Тас-Кыстабытский комплекс				
11	Тас-Кыстабытский		149±2; 151±1	[ГГК РФ. Лист P-55..., 2016]
Нельканский комплекс				
12	Нельканский		144±1,4; 145±2	[ГГК РФ. Лист Q-54..., в работе]
Бакы-Дербекинский комплекс				
13	Эбир-Хая		137±0,4	[ГГК РФ. Лист Q-54..., в работе]
14	Арга-Ыннах-Хайский		130,5	[ГГК РФ. Лист Q-53..., 2016]
15	Хатыннахский		140±2	[ГГК РФ. Лист R-53..., в издании]
16	Массив на р. Мухтай		140±2	
17	Марья-Хая		136,5±1	
18	Хадараньинский		146-131	[Акинин и др., 2009]
Саханьиньинский комплекс				
19	Сыачанский	136,5±0,9	137,7±5	[ГГК РФ. Лист R-54- XXXIII, XXXIV..., в работе]
20	Тавучахский		139±1,3	
21	Мокринский		135,8±1,1	[ГГК РФ. Лист R-54- XXIX, XXX..., в издании]
22	Анхайдахский		139,5±1,9	
23	Нонускайский		136,7±0,9	
24	Махастырский		136±1,1; 134,4±0,4; 139,5±0,4	
Омчикандинский комплекс				
25	Омчикандинский	121,3±0,9	130,8±1,1	[ГГК РФ. Лист R-54- XXIII, XXIV..., в издании]
26	Истахский		129±1	
27	Элинджинский		130,2±1,1	[ГГК РФ. Лист R-54, в работе]
28	Верхне-Тиглякчанский		131,8±1,2	



Литература:

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады АН, 2009, том 426, № 2, с. 216-221.
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55 Сусуман. СПб, 2016. 520 с.
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-53 Верхоянск. СПб, 2016. 415 с.
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-54 Усть-Нера (в работе).
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-55 р. Мома (в работе).
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-53 Нижнеянск. (в издании, подготовлена в 2017 г).
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-54 Депутатский (в работе).
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Листы R-54-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. (в издании, подготовлена в 2018 г).
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Листы R-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка (в работе).
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Листы R-54-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка (в издании, подготовлена в 2013).
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН. Вып. 545. М: Научный мир, 2001. 188 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Отв. редакторы Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М. МАИК «Наука»/Интерпериодика, 2001. 571 с.
- Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии: автореферат докторской диссертации. – Новосибирск, 2016. 61 с.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. N 2. P. 167–170.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ПОД НАКЫНСКИМ И СЮЛЬДЮКАРСКИМ ПОЛЯМИ И ПРИЧИНЫ КОНТРАСТНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

*Гибшер А.А.^{1,2}, Мальковец В.Г.^{1,2}, Яковлев И.В.², Кузьмин Д.В.², Муллаярова Л.С.¹,
Bill Griffin³, Lynthener Takenaka de Oliveira³*

¹Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия,
GibsherAA@alrosa.ru

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

³GEMOC/CCFS ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia

Кимберлитовые поля Накынское и Сюльдюкарское расположены в пределах Вилуйско-Мархинской зоны глубинных разломов – Сюльдюкарское в центральной части, а Накынское на северо-востоке (в южной части – Мирнинское кимберлитовое поле). Алмазоносность трубок Накынского поля достаточно высока – 6,75 кар/т для трубки Нюрбинская и 7,82 кар/т для трубки Ботуобинская (Килижеков, 2017), в то время как трубка Сюльдюкарская относится к низкоалмазоносным – 0,26–0,51 кар/т (Мальцев, 2019).

В данной работе мы представляем результаты изучения химического и микроэлементного состава гранатов из концентрата тяжелой фракции кимберлитовых трубок Ботуобинская, Нюрбинская, Майская (Накынское поле) и трубки Сюльдюкарская



(Сюльдюкарское поле) с целью выявления деталей глубинного строения мантийной колонны, особенностей метасоматических процессов в литосферной мантии и выявления причин различающейся алмазоносности.

Химический состав гранатов был изучен методом рентгеноспектрального микроанализа в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, а геохимические исследования проводились методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ICPMS Agilent 7900cs) с лазерным пробоотборником Photon Machines в Университете Маккуори, Сидней, Австралия. Обработка геохимических данных и построение глубинных разрезов было проведено в соответствии с методиками, описанными в работе (O'Reilly et al., 2006).

Перидотитовые гранаты Накынского кимберлитового поля представлены преимущественно лерцолитовым и гарцбургитовым парагенезисом (67 и 28 %, соответственно). Доля гарцбургитовых гранатов алмазной ассоциации достигает 9 %. Встречаются единичные зерна верлитовых и мегакристовых гранатов. В Сюльдюкарском поле среди перидотитовых гранатов преобладают лерцолитовые (81 %), 12% представлены мегакристовой ассоциацией, 5 % составляют гранаты гарцбургитового и 2 % верлитового парагенезисов.

С использованием мономинеральных Ni-in-Gar термометра и Cr-in-Gar барометра были рассчитаны среднепалеозойские палеогеотермы на момент внедрения кимберлитов трубок Накынского и Сюльдюкарского полей (рис. 1).

Рассчитанная палеогеотерма для Накынского кимберлитового поля до $T < 1100$ °C соответствует тепловому потоку 35 mW/m^2 и является типичной “холодной” кратонной геотермой. При температурах ~ 1100 °C (~ 210 – 215 км) отмечается излом геотермы, связанный с разогревом основания литосферы глубинными расплавами (Мальковец и др., 2020). С учетом излома геотермы, максимальная глубина опробованной мантийной колонны составляет ~ 215 – 220 км. В соответствии с реконструированной палеогеотермой, “алмазное окно” под Накынным кимберлитовым полем имеет большую мощность – около 90 км (120 – 210 км; ~ 27 кбар), сравнимую по мощности с высокоалмазоносными кимберлитами Далдынского, Мирнинского и Алакит-Мархинского полей (Griffin et al., 1999; Malkovets et al., 2007). На Y-Zr диаграмме большинство гранатов попадает в область деплетированных составов и в области составов, метасоматизированных глубинными силикатными расплавами и фертильных лерцолитов. Интересной особенностью основания глубинного разреза является слабая степень проявленности наложенных метасоматических процессов, которые приводят к уничтожению алмазов, как в основании мантийной колонны, так и выше по разрезу. Именно вследствие этого, вероятно, кимберлиты Накынского поля имеют повышенную алмазоносность.

Среднепалеозойская палеогеотерма на момент внедрения кимберлитов трубки Сюльдюкарская при $T < 900$ °C соответствует тепловому потоку 35 mW/m^2 и также является типичной “холодной” кратонной геотермой (Гибшер и др., 2020). При температурах ~ 900 °C (~ 145 – 150 км) отмечается излом геотермы связанный с сильным разогревом основания литосферы глубинными расплавами. С учетом излома геотермы, максимальная глубина опробованной мантийной колонны составляет ~ 160 – 170 км. На Y-Zr диаграмме большинство гранатов попадает в область деплетированных составов и в область составов, метасоматизированных глубинными силикатными расплавами. Небольшая часть низко-Y гранатов попадает в область более высоких температур, что, вероятнее всего, отражает их разогрев, связанный с внедрением глубинных расплавов. Гранаты наиболее глубинной части разреза (>50 кбар) обнаруживают высокие содержания Ti и Zr, характерные для гранатов из деформированных перидотитов. В этой области также отсутствуют низко-Y гранаты, характерные для минеральных включений хромистых гранатов в алмазах, и, как следствие, отсутствуют алмазоносные перидотиты.

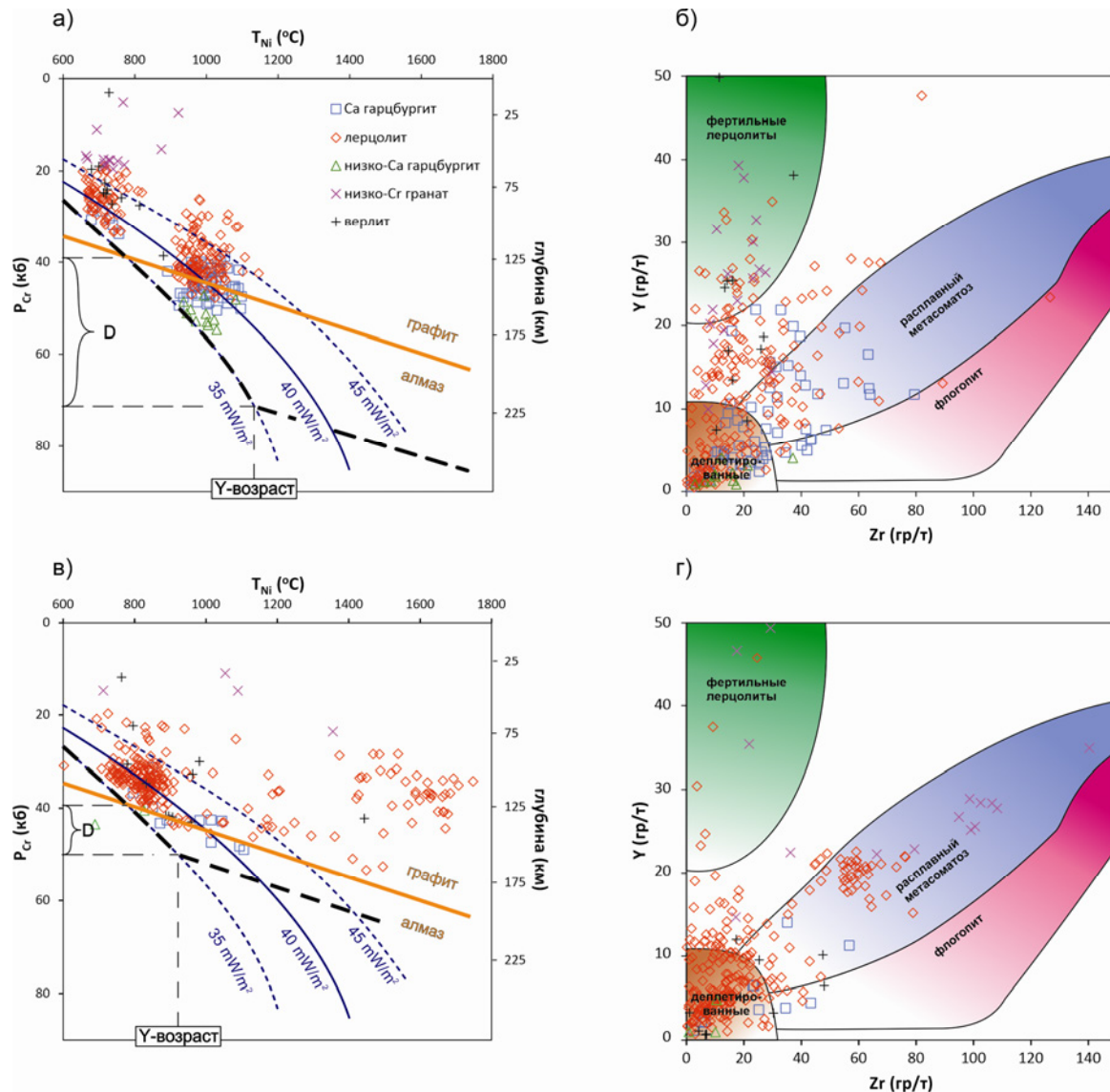


Рис. 1. Положение на РТ диаграммах гранатов Накынского (а) и Сюддюкарского (в) кимберлитовых полей и реконструкция среднепалеозойских палеогеотерм (б – Накынского, г – Сюддюкарскоеполя). D – “алмазное окно”.

В соответствии с полученными данными, «алмазное окно» под Сюддюкарским кимберлитовым полем имеет достаточно незначительную мощность – около 40 км.

Таким образом, различие в алмазоносности Накынского и Сюддюкарского кимберлитовых полей обусловлено различием в глубинном строении и особенностях метасоматических процессов. Мантийная колонна под Накынным кимберлитовым полем характеризуется наличием фертильных лерцолитов и слабой степенью метасоматической проработки. Мощность «алмазного окна» под Накынным кимберлитовым полем составляет 90 км. Под Сюддюкарским кимберлитовым полем фиксируется разогрев мантийной колонны из-за внедрения силикатных расплавов, наличие деформированных перидотитов в основании колонны и метасоматическое изменения силикатными расплавами, ведущее к уничтожению алмазов. Мощность «алмазного окна» под Сюддюкарским кимберлитовым полем не превышает 40 км.

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проект 19-05-00766).



Литература:

Гибшер А., Мальковец В., Яковлев И., Гриффин Б., Оливейра Л., Старкова Т., Муллаярова Л., Гаранин К. Химизм гранатов из трубки Сюльдюкарская: приложения к глубинному строению и метасоматическим процессам в мантии // В сборнике: Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». 2020. С. 327–331.

Килижеков О.К. Закономерности локализации и особенности разведкипогребенных россыпей алмазов Средне-Мархинского района (Якутская алмазоносная провинция). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ФГБУН ИГМ СО РАН. 2017. 160 с.

Мальковец В., Гриффин Б., Оливейра Л., Дак А., Гибшер А., Яковлев И., Серов И., Муллаярова Л., Старкова Т. Особенности строения и метасоматических процессов в литосферной мантии под Накынским кимберлитовым полем, Сибирский кратон // В сборнике: Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». 2020. С. 357–361.

Мальцев М.В. Критерий локализации и вещественно-индикационные признаки Сюльдюкарского кимберлитового тела как основа прогнозирования месторождений алмазов в Бгыаттинском районе (Западная Якутия). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ФГБУН ИГМ СО РАН. 2019. 160 с.

Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D. and Lupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. vol. 310. pp. 1–35.

Malkovets V.G., Griffin W. L., O'Reilly S.Y. and Wood B.J. Diamond, Subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite Sampling Patterns define the link // *Geology*. 2007. vol. 35, no. 4. pp. 339–342.

O'Reilly S.Y. and Griffin W.L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // *Tectonophysics*. 2006. vol. 416. pp. 289–309.

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ И СТАНОВЛЕНИЯ КАЛАРО-УДОКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, gladkochub@mail.ru

Удоканское медное месторождение входит в состав Каларо-Удоканского рудного узла, который располагается в пределах области сочленения Алданского и Станового супертеррейнов южного фланга Сибирского кратона и включает в себя три уникальных месторождения полезных ископаемых: Катугинское редкометальное (Ta, Nb, Zr, Y, PЗЭ), Чинейское комплексное (Fe, Ti, V, Cu, платиноиды) и Удоканское месторождение медистых песчаников, которое по запасам меди является крупнейшим в России и третьим в мире.

Авторами был проведен анализ новых, в том числе собственных, геологических и геохронологических данных о строении и возрасте осадочных и метаморфических образований в области сочленения Алданского и Станового супертеррейнов, относимых к удоканской серии раннего протерозоя. Сделан вывод о том, что породы, относимые к основанию удоканской серии (кодарская подсерия Станового структурного шва), резко отличаются от остальной части разрезов серии (чинейская и кеменская подсерии Алданского супертеррейна) степенью метаморфизма, стилем деформаций, набором прорывающих их магматических комплексов и полным отсутствием медной минерализации, что позволяет вычленивать эти высокометаморфизованные образования из разреза удоканской серии. Результатами работ авторов было показано, что возраст отложений удоканской серии в ее актуальном объеме (чинейская и кеменская подсерии) отвечает интервалу 1.90–1.87 млрд



лет, т.е. процесс осадконакопления занял не более 30 млн лет (Gladkochub et al., 2020) и протекал одновременно с формированием медной минерализации (1896 ± 2 млн лет, ID TIMS U-Pb по титаниту из рудной зоны сакуканской свиты кеменской подсерии, Perello et al., 2017) в пределах бассейна внутриконтинентального растяжения на стадии коллапса раннепротерозойского орогена. Предложенная модель не противоречит ранее высказанным представлениям о формировании Удоканского месторождения меди в обстановке внутриконтинентального бассейна растяжения (Маслов, Алексеев, 2003) при участии процессов вулканизма основного и кислого состава (Абрамов 2008).

Касаясь вопроса о возможном источнике меди в песчаниках Удоканского месторождения следует отметить значительную обогащенность медью не только песчаников удоканской серии, но и базит-ультрабазитовых интрузий чинейского комплекса, где медная минерализация, представленная халькопиритом и борнитом, ассоциирует с Fe, Ti, V и, частично, платиноидами (Толстых и др., 2008). С учетом того факта, что сама природа чинейского комплекса и его рудная минерализация напрямую отражают воздействие мантийного плюма на данный участок литосферы Алданского супертеррейна, можно предположить общий источник (поставщик) меди, железа и серы как для базит-ультрабазитов Чинейского месторождения, так и для песчаников Удоканского месторождения, в рудах которого, наряду с борнитом и халькопиритом, присутствует пирит, магнетит и гематит.

Примечательно, что на том же самом возрастном интервале в соседних областях южного фланга Сибирского кратона, по совершенно аналогичной схеме (1.91 млрд лет – орогенез, 1.91–1.87 млрд лет – накопление осадочных отложений в бассейне, связанном с обстановкой растяжения, 1.87–1.84 млрд лет – постколлизийный магматизм основного и кислого составов), развивалась еще одна структура – Урикско-Ийский грабен (Гладкочуб и др., 2014; Donskaya, 2020). Однако, медная, как и любая иная минерализация в палеопротерозойских осадочных и магматических породах этой структуры полностью отсутствует, что еще раз подчеркивает своеобразие Каларо-Удоканского рудного узла и очевидную роль вещества мантийного плюма в формировании его рудной специфики.

Следует отметить, что полученные в последнее время новые данные позволили существенно пересмотреть сценарий формирования рассматриваемого рудного узла. Если парагенетическая связь Удоканского и Чинейского месторождений не вызывает серьезных сомнений, то относительно Катугинского месторождения было показано, что оно сформировалось значительно раньше (2.06 млрд лет) в пределах отдельного террейна еще до момента консолидации структуры южного фланга Сибирского кратона (Gladkochub et al., 2017). Этот террейн, вмещающий Катугинское месторождение, был аккретирован в структуру кратона на рубеже 1.90 млрд лет в результате масштабных орогенных событий, сменившихся в последующем пост-коллизийным растяжением, маркируемым внедрением гранитоидов кодарского комплекса (1.87 млрд лет), габброидов чинейского комплекса (1.87 млрд лет) и накоплением толщ удоканской серии, вмещающих одноименное месторождение медистых песчаников.

Таким образом можно констатировать, что Каларо-Удоканский рудный узел включает в себя месторождения различной природы, образовавшиеся, отчасти, независимо друг от друга в различных террейнах и приведенные в относительно близкое пространственное расположение в результате масштабного проявления аккреционно-коллизийных процессов палеопротерозойского (1.90 млрд лет) возраста, ответственных за формирование структуры Сибирского кратона, в том числе и его южного фланга.

Работа выполнена при поддержке гранта Правительства РФ № 075-15-2019-1883 с использованием оборудования ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.



Литература:

- Абрамов Б.Н. Особенности образования медистых песчаников кеменской и чинейской серий Кодаро-Удоканской зоны // Доклады Академии наук. 2008. Т. 408. С. 647–649.
- Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 7–31.
- Маслов А.В., Алексеев В.П. Осадочные формации и осадочные бассейны. Екатеринбург: Изд-во УГГГА. 2003. 203 с.
- Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194с.
- Donskaya, T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberian craton): an age and genesis constrains // Ore Geology Reviews. 2017. V. 91. P. 246–263.
- Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V. The phenomenon of rapid accumulation of sediments belonging to the Udokan group and the formation of the unique Udokan copper deposit (Aldan shield, Siberian craton) // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. V. 11. № 4. P. 664–671.
- Perello J., Sillitoe R.H., Yakubchuk A.S., Valencia V.A., Cornejo P. Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 856–866.

РОССИЙСКО-МОНГОЛЬСКИЕ НАУЧНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ ВСФ АН СССР – ИНСТИТУТЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН: ИСТОРИЯ И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Гладкочуб Д.П., Дорофеева Р.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Активное взаимодействие советских геологов из академических институтов Сибири и их монгольских коллег берет свое начало в 50-годы прошлого века, практически сразу после создания в Иркутске в 1949 году Института геологии Восточно-Сибирского филиала (ВСФ) АН СССР. Одним из первых институтов, созданных в структуре филиала, стал Институт геологии ВСФ АН СССР, который в 1962 году был переименован в Институт земной коры СО АН СССР, ныне ИЗК СО РАН. С самого начала институты ВСФ АН СССР, и, в том числе, Институт геологии начали активно участвовали межгосударственных советско-монгольских проектах, проводимых на территории Монголии, в том числе, в комплексных советско-монгольских экспедициях. Наиболее знаковым событием в этом сотрудничестве стало совместное изучение катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения, произошедшего на территории Монголии 4 декабря 1957 года. Именно это событие стало стимулом для активизации совместных советско-монгольских исследований и развертывания на территории Монголии сети станций сейсмологических наблюдений.

Научное сотрудничество значительно расширилось в 60-е и 90-е годы XX века после создания Сибирского отделения АН СССР (1957 год). Десятки совместных экспедиций, включавших в себя сотни научных сотрудников институтов СО АН СССР, а в последующем СО РАН (с 1991 года), проводились ежегодно на территории Монголии. Комплексные экспедиции, организованные совместно учеными СО РАН и Монгольской Академии наук (МАН), исследовали вопросы геологии, тектоники, сейсмологии.



В качестве основных вех в развитии сотрудничества ИЗК СО АН СССР и Монгольской академией наук на данном временном этапе могут быть выделены следующие знаковые события:

- 1958 год – создана Советско-Монгольская Гоби-Алтайская экспедиция по обследованию Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. Начальник экспедиции член-корр. АН СССР В.П. Солоненко, научный руководители член-корр. АН СССР Н.А. Флоренсов и д.г.-м.н. А.А. Тресков;

- 1967 г. – создана Советско-Монгольская комплексная научно-исследовательская геологическая экспедиция (начальник экспедиции Н.С. Зайцев):

- 1968 г. – от ИЗК СО АН СССР - В.П. Солоненко, Ю.В. Комаров, О.В. Павлов и др.;

- 1972 г. – от ИЗК СО АН СССР - Ю.А. Зорин, М.Р. Новоселова, Е.Х. Турутанов;

- 1973 г. – от ИЗК СО АН СССР - В.Г. Беличенко, В.А. Рогожина, В.И. Найдич;

- 1986 г. – создана Совместная Советско-Монгольская геофизическая экспедиция (ССМГЭ) (Институт земной коры СО РАН – головной институт), начальник экспедиции к.г.-м.н. В.М. Кочетков, научный руководитель академик Н.А. Логачев.

Для проведения экспедиционных работ Институтом земной коры АН СССР – СО РАН на территории Монголии были созданы стационары «Могод» (1988г.) и «Эмээлт» (2009 г.). Координировал работу стационаров, занимавший в то время пост заместителя директора по научной работе, д.г.-м.н., профессор К.Г. Леви.

Среди крупных совместных российско-монгольских проектов начала XX века по изучению геологии, гидрогеологии и сейсмичности Монголии следует отметить следующие примеры:

- Российско-Американский проект «Телесеismicкая томография мантии Байкальского рифта» (с профилем через территорию Монголию) (с 1990г., руководитель д.г.-м.н. Ю.А. Зорин);

- Российско-Французский проект «Изучение активных деформаций в Байкальском рифте методами сеймотектоники и GPS-геодезии» (с работами на территории Монголии) (1994–2002 гг., руководитель д.г.-м.н. К.Г. Леви);

- Работы в рамках НИР ИЗК СО РАН по проекту «Изучение современной геодинамики Монголо-Сибирского региона на основе количественной оценки движений и деформаций земной коры для прогноза опасных геологических процессов» (2010–2012 гг., научные руководители д.г.-м.н. проф. К.Г. Леви, к.г.-м.н. В.А. Саньков);

- Междисциплинарный интеграционный проект ИЗК СО РАН - СО РАН – МАН 2006 г. «Гидроминеральные ресурсы Монголо-Байкальского региона» (с 2006 г., руководители член-корр. РАН Скляр Е.В., академик МАН Чадраа Б.);

- Интеграционный проект ИЗК СО РАН и ИЦАГ МАН «Современная геодинамика Хангай-Хэнтейского нагорья, Монголия» (с 2013 г., руководитель д.г.-м.н. К.Г. Леви).

Кроме перечисленных выше научных проектов, на территории Монголии на регулярной основе проводились совместные полевые наблюдения, среди которых можно отметить следующие экспедиции:

- «Современная геодинамика, палеосейсмичность и оценка сейсмической опасности Монголии» и «Инженерная сейсмология и сейсморазведка г. Улан-Батора» (2002 г., руководитель д.г.-м.н. В.И. Джурик);

- «Изучение позднекайнозойского магматизма на юго-западе Байкальской рифтовой системы и в Хангае» (2004, руководитель д.г.-м.н. А.В. Иванов);

- Международный проект «Исследование последствий Горно-Алтайского землетрясения 27.09.2003 на территории Западной Монголии» (2003 г., научный руководитель д.г.-м.н. В.С. Имаев);

- «Оценка возможностей использования гидротермальных ресурсов Северного Хангая для получения подземного тепла и дальнейшего развития курортно-санаторного



строительства на территории Монголии» (2005–2006 гг., руководитель член-корр. РАН Е.В. Скляр);

- Международная комплексная экспедиция «Изотопно-геохронометрические и литологические исследования кайнозоя Центральной и Восточной Азии» (2008–2009 гг., начальник экспедиции д.г.-м.н. С.В.Рассказов);

- Международная гидрогеологическая экспедиция «Многолетние режимные наблюдения на экспериментальных природных и природно-техногенных полигонах Монголо-Байкальского региона и Якутской алмазоносной провинции» (2010–2021 гг., руководители д.г.-м.н. Б.И. Писарский и д.г.-м.н. С.В. Алексеев);

- «Хэнтэйская международная экспедиция» (2015–2020 гг., руководитель к.г.-м.н. В.А. Саньков);

- Международная Удаляньчи-Байкальская комплексная экспедиция (с 2015 г., руководитель д.г.-м.н. С.В. Рассказов);

- «Сравнительное изучение осадконакопления и вулканизма в Прибайкалье, Монголии и Китае» (2019 г., руководитель д.г.-м.н. С.В. Рассказов).

Среди основных результатов совместных работ, проведенных сотрудниками ИГ ВСФ АН СССР – ИЗК СО РАН со своими монгольскими коллегами на территории Монголии могут быть выделены следующие наиболее важные и масштабные достижения:

1. Составлены сейсмические карты Байкальского и Монгольского регионов и карты пространственного распределения землетрясений в Прибайкалье и Монголии;

2. Составлена карта потенциальной энергии активных разломов Байкало-Монгольского полигона;

3. Изучена активность основных разломов г. Улан-Батор и его окрестностей;

4. Проведено сейсмическое микрорайонирование г. Эрдэнэт, г. Улан-Батора и его окрестностей, составлена Карта сейсмического риска г. Улан-Батора;

5. Разработаны рекомендации по сейсмоусилению зданий в г. Улан-Батор;

6. Составлены карты проявления опасных экзогенных процессов на территории г. Улан-Батора и в его окрестностях;

7. Изучено горизонтальное движение земной коры Монголо-Байкальского региона по данным GPS- геодезии;

8. Изучен тепловой режим недр Монголии, составлена Карта теплового потока Восточной Сибири и Монголии;

9. Составлена и издана Карта минеральных вод Монголии, масштаб 1: 2 500 000.

Эти и многие другие результаты совместных исследований российских и монгольских ученых-геологов были опубликованы в многочисленных научных статьях и главах монографий.

Отдельное внимание в совместных российско-монгольских работах уделялось подготовке кадров высшей квалификации для научной сферы Монголии. По результатам этих работ в диссоветах ИЗК СО РАН и ИрНИТУ монгольскими коллегами было защищено более десяти кандидатских и докторских диссертаций.

Многие сотрудники ИЗК СО РАН за развитие российско-монгольского сотрудничества были удостоены государственных наград Монголии:

- Орден «Полярной звезды» – Логачев Н.А. (1999), Писарский Б.И. (2002), Леви К.Г. (2017), Джурик В.И. (2017);

- Медаль Дружбы «Найрамдал» – Флоренсов Н.А. (1974), Логачев Н.А. (1985), Логачев Н.А. (1985), Леви К.Г. (2009);

- Почетная медаль АН МНР – Павлов О.В.;

- Медаль Монгольской Академии наук им. ХубилайХаана – Леви К.Г. (2007), Джурик В.И. (2007);

- Медаль «800 лет создания Монгольского государства» – Скляр Е.В. (2006).



Среди монгольских коллег, которые на протяжении последних десятилетий оказывали огромную поддержку в организации и проведении совместных российско-монгольских исследований на территории Монголии, необходимо отметить таких выдающихся монгольских ученых как академики Б. Чадра, О. Томуртоого, С. Дэмбэрээл, а также многих монгольских коллег, которые все эти годы активно развивали научные связи с сотрудниками ИЗК СО РАН.

Отдельно следует отметить тот большой вклад в развитие научного сотрудничества российских и монгольских ученых, который внес первый космонавт Монголии, председатель Общества дружбы «Монголия – Россия», Герой Монгольской Народной Республики и Герой Советского Союза Ж. Гуррагча, многократно бывавший в ИЗК СО РАН, в том числе, с лекциями для молодых ученых.

В настоящее время совместные исследования продолжаются, и каждый год десятки сотрудников ИЗК СО РАН выезжают в Монголию для проведения экспедиционных работ со своими монгольскими коллегами.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЛЕЙТ-И ПЛИОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЭДИАКАРИЙ- РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ДЖИДИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Гордиенко И.В., Елбаев А.Л., Ветлужских Л.И.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gord@pres.bscnet.ru

Джидинская островодужная система входит в состав одноименной зоны каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформированного на месте Палеоазиатского океана (ПАО). Она сложена рядом взаимосвязанных эдиакарий-раннепалеозойских структур: собственно энсиматической островной дуги с аккреционной призмой, океанических островов (гайотов), преддуговых и задуговых окраинных палеобассейнов. Среди структурно-вещественных комплексов пород Джидинской энсиматической островной дуги установлены эдиакарские (560 ± 5 млн лет) офиолитовые ассоциации базит-гипербазитов (Бугуриктайский и др. массивы), расслоенного кумулятивного и дайкового комплексов, надсубдукционных толеитов N-MORB с участием бонинитов (542 млн лет), андезибазальтов, габбро, тоналитов и плагиогранитов известково-щелочной серии (506–504 млн лет). Надсубдукционные офиолиты островной дуги, включая базальты OIB, имеют высокие положительные величины $\epsilon Nd(T) = +9.2, +6.4, +3.5$ ювенильной коры, близкой по составу к обогащенной DM. Изотопные и геохимические данные формирования островодужных вулканитов и гранитоидов свидетельствуют о плавлении деплетированного мантийного источника при подчиненном вкладе долгоживущего корового материала. Петролого-геохимические исследования бонинитов Джидинской островной дуги показали их сходство с аналогичными образованиями Идзу-Бонинской островной дуги и дуги Тонга, а субщелочных базальтов Джидотского гайота – с океаническими платобазальтами поднятия Онтонг-Джава и гайота Кастор, а также с палеогайотами Алтае-Саянской области и многих других районов Забайкалья и Монголии (Альмухамедов и др., 1996; Добрецов и др., 2004; Гордиенко и др., 2007; Tomurhuuetal., 2007; Симонов и др., 2014; Елбаев и др., 2018; Гордиенко, 2019, 2021; Belyaevetal., 2021).

В настоящее время нами проведены более детальные петролого-геохимические исследования мощной базальтовой толщи Джидинской островной дуги. В этой толще по вещественному составу фиксируются базальтоиды толеитовой и известково-щелочной петрохимических серий. При этом среди толеитовой серии наблюдаются низкокалиевые



разности, характерные для фронтальных частей развитых островных дуг (например, Камчатка, Курилы). Формирование внутриплитных вулканических построек симаунтов (Джидотского и Ургольского гайотов) происходило в эдиакарии на коре океанического типа ПАО под действием горячих точек (мантийных плюмов) до и после зарождения и дальнейшего развития Джидинской островной дуги с участием аккреционно-коллизийных процессов. Структурно-вещественные комплексы изученного нами Джидотского гайота прослеживаются в пределах российской части Джидинской зоны каледонид в виде непрерывной широкой (15–20 км) полосы с юго-востока от границы с Монголией (верховье рек Шабартая и Уленги) до среднего течения реки Нуд в предгорьях Хамар-Дабана на северо-западе, на расстояние свыше 70 км. Они представляют собой отдельные блоки тектонического меланжа в пределах крупного аллохтона. В строении Джидотского гайота выделяется три взаимосвязанных и близкосоизовременных структурно-вещественных комплекса.

Первый, нижний комплекс (венд), представлен крупными (Хасуртинский, Дархинтуйский) и более мелкими массивами базит-гипербазитов и сопутствующих тел меланжированных мафитовых брекчий основания (океанического фундамента) гайота. Матриksom меланжа служат тектониты разного состава. В основном это блоки и линзовидные тела базит-гипербазитового комплекса (серпенизированные перидотиты, габбро-пироксениты, конгломератовидные серпентиниты, листвениты, тальк-карбонатные метасоматиты, мафические брекчии). Все эти комплексы присутствуют в мафическом тектоническом меланже основания гайота (Филимонов, 2003).

Второй комплекс гайота представлен толщей вариолитовых высокохромистых и низкотитанистых толеитовых базальтов (N-MORB) подушечного и трубчатого типов с подчиненным объемом карбонатно-кремнистых отложений (горизонтов темных силицитов, микритовых известняков, гиалокластитов), при этом подушечные (вариолитовые) лавы преобладают. Толща разбита на блоки размером от первых до многих сотен метров и протяженностью до нескольких километров. Базальты тесно ассоциируют с дайковым комплексом высококремнистых долеритов и родингитизированных габбро и габбро-долеритов эдиакарий-раннекембрийского возраста.

Третий комплекс сложен преимущественно толщей субщелочных умеренно- и высокотитанистых океанических компактных и пиллоу-лав базальтов с подчиненными лавовыми потоками трахиандезибазальтов, трахиандезитов, толеитовых ферробазальтов и андезибазальтов (исландитов) и гавайитов с дайками долеритов и трахидолеритов (OIB). С толщей субщелочных базальтов ассоциируют разнообразные вулканокластиты, оолитовые известняки, доломиты, туфотурбидиты и олистостромы нижнего-среднего кембрия. По вещественному составу вулканические субщелочной толщи сопоставляются с внутриплитными породами внутриокеанических поднятий (асейсмических хребтов и гайотов). В заключительную стадию формирования гайота, по-видимому, по пути его в зону субдукции окраинного бассейна была образована «шапка» гайота, представленная мощной кремнисто-известняково-доломитовой толщей с дайками субщелочных долерито-базальтов и кембрийских водорослевых известняков.

В результате проведения палеонтологических и Sr-хемотратиграфических исследований карбонатных отложений хохюртовской свиты окраинного палеобассейна Джидинской островодужной системы (по р. Хасуртый, Мырген-Шено, ключу Ивановский, право- и левобережье р. Цакирка, левобережью р. Джиды, по пади Юхта и р. Дунду-Гол) получены разные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В рифовых известняках разреза р. Хасуртый они составляют (0.7062–0.7064). Такие данные свидетельствуют о том, что карбонатные отложения этого разреза сформировались в позднем неопротерозое (криогении) в интервале 800–700 млн лет, то есть в период образования гайотов и заложения Джидинской островной дуги. В тоже время отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7084) в известняках бассейна р. Дунду-Гол



показывает, что накопление осадков происходило в раннем кембрии, что совпадает с находками археоциат и трилобитов и согласуется с возрастом формирования «шапки» Джидотского гайота (Ветлужских, Скрипников, 2020). В Джидинской островодужной системе широко распространены более поздние задуговые флишеидные терригенно-карбонатные отложения верхнего кембрия - раннего ордовика (джидинская свита) окраинного бассейна, которые перекрывают отложения «шапки» Джидотского гайота и прорываются коллизионными гранитоидами (490 ± 2 – 477 ± 6 млн лет) позднеджидинского комплекса. Таким образом, на примере Джидинской островодужной системы ПАО можно проследить все основные этапы ее эволюции от плюмового магматизма с формированием ОИВ (гайотов), типичного субдукционного магматизма с бонинитами до развитого андезит-риолитового и плагиогранитного магматизма с формированием задуговых палеобассейнов и коллизионных гранитоидов на заключительной стадии. Эдиакарий-раннепалеозойские офиолитовые и островодужные ассоциации складчатого обрамления юга Сибирской платформы по составу и структурному положению в основном отвечают геодинамическим обстановкам западно-тихоокеанского типа - окраинных морей, островных дуг, активных и пассивных континентальных окраин, спрединговых зон и зон трансформных разломов на границе Сибирский континент - Палеоазиатский океан (Гордиенко, 2021).

Работа выполнена при финансовой поддержке бюджетной темы лаборатории геодинамики ГИН СО РАН ИХ.124.1.3. (гос. номер АААА-А17-117011650013-4) и проекта РФФИ № 19-05-00312а (руководитель чл.-к. РАН И.В. Гордиенко).

Литература:

- Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона - фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
- Ветлужских Л.И., Скрипников М.С. Стратиграфия и органические остатки хохюртовской свиты кембрия Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) /Биогеография и эволюционные процессы // Материалы LXVI сессии Палеонтологического общества при РАН. Санкт-Петербург: изд-во Картфабрика ВСЕГЕИ, 2020. С. 33–34.
- Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С.405–457.
- Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и sm-nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С.120–140.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. №12. С. 1381–1403.
- Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б., Гороховский Д.В., Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А., Зарубина О.В. U-Pb возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитовофиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Доклады академии наук. 2018. Т. 478. № 4. С. 452–455. DOI: 10.7868/S0869565218040163.
- Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ступаков С.И., Медведев А.Я., Котляров А.В., Ковязин С.В. Условия формирования базальтовых комплексов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2014. Т.55. №8. С. 929–940.
- Филимонов А.В. Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация) // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск. 2003. 21 с.
- Belyaev V.A., Gornova M.A., Gordienko I.V., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Ivanov A.V., Dril



S.I., Grigoriev D.A., Belozeroва O.Yu. Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt // Lithos 386-387(2021)106044. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106044>.

Tomurhuu D., Bolorjargal P., Jian Ping, 2007. New Dating and Geochemistry of Dzhida Boninite Series Rocks and Its Tectonic Constrains. In: Structural and Tectonic Correlation across the Central Asian Orogenic Collage: Implication for Continental Growth and Intracontinental Deformation. Proceedings of Third International Workshop and Field Excursion for IGCP-480. 2007. Beijing, China, P. 33.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ РОССИИ И МОНГОЛИИ (РЕЗУЛЬТАТЫ 40-ЛЕТНИХ НЕПРЕРЫВНЫХ СОВМЕСТНЫХ ЭКСПЕДИЦИЙ ГИН СО РАН И ИГИМР МАН, 1977–2017 ГГ.)

Гордиенко И.В.¹, Одгэрэл Д.²

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gord@pres.bscnet.ru

²Институт геологии МАН, Улан-Батор, Монголия, odgerel.dashdorjgochoo@gmail.com

Территория Монголии, площадью свыше 1,5 млн км², расположена в центральной части Азиатского материка. Она издавна привлекает внимание исследователей не только своей загадочной древней историей, но и уникальным геологическим строением, где обнаружены осадочные и магматические породы, которые составляют основу стратиграфической и геохронологической шкалы от раннего докембрия до кайнозоя включительно. В геологическом отношении Монголия занимает значительную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного между Сибирским кратоном на севере и Северо-Китайским – на юге. Тектонические структуры Северной Монголии имеют в основном северо-восточное простирание и тем самым переходят на территорию Забайкалья, обрамляя с юга выступ фундамента Сибирской платформы, расположенной целиком на территории России. В пределах Монголии на протяжении более чем 2,5 тыс. км с запада на восток и более тысячи километров с севера на юг все эти структуры достаточно хорошо обнажены и представляют для геологов «открытую книгу» для изучения глубинных оболочек Земли. Таким образом, территория Монголии представляет собой уникальный объект для геологов России и Монголии, что придает российско-монгольским исследованиям особый научный интерес.

Геологические исследования в Монголии имеют длительную историю. Огромный вклад в ее познание внесли великие русские естествоиспытатели прошлого века (Г.Н. Потанин, Н.М. Пржевальский, П.К. Козлов, В.А. Обручев и др.). Однако особенно бурно изучение геологического строения и минерально-сырьевых ресурсов страны началось после Монгольской революции 1921 г. и установлении государственных дипломатических отношений с Советским Союзом. В предвоенные годы до начала ВОВ, исследования природных ресурсов Монголии осуществлялось под эгидой Комитета наук Монголии АНМ при активном участии специалистов СССР. Были созданы различные геологические, палеонтологические, гидрогеологические и другие экспедиции АН СССР. Переломный период в исследованиях наступил в 1957 году, когда Постановлением Совета министров МНР было создано Геолого-разведочное управление, которое в 1961 году преобразовано в Министерство геологии МНР, а затем в 1968 году в Министерство топливно-энергетической промышленности и геологии МНР. Именно в этот период в Академии наук Монголии был организован (1966 г.) Институт геологии и минеральных ресурсов АНМ, а для дальнейшего изучения фундаментальных проблем тектоники, магматизма и рудообразования по



инициативе Академии наук СССР была создана (1967 г.) Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР, которая просуществовала до конца 80-х годов. В этой экспедиции под руководством А.Л. Яншина, Н.С. Зайцева, И.В. Лучицкого, В.И. Коваленкои других крупных ученых работало много советских и монгольских специалистов наук о Земле, внёсших огромный вклад в познание геологического строения и геодинамики Монголии и сопредельных территорий России и Китая. Труды экспедиции опубликованы в 55 томах.

Мои исследования в Монголии начались в 1976 году в составе полевого отряда А.Я. Салтыковского и Ю.С. Геншафта из Института физики Земли (Москва), с которыми я лично был знаком еще по работам в Иркутске. Они пригласили меня поработать с ними по изучению Хубсугульского аймака Монголии. Мы объездили многие места, опробовали кайнозойские базальты в Восточном Прихубсугулье, на озере Хубсугул, в бассейне р. Эгийн-Гола, где я побывал на базе геологов А.В. Ильина и В.Г. Беличенко, там же познакомился с начальником советско-монгольской геологической экспедиции Н.С. Зайцевым. Раньше он меня знал по работам в Восточном Саяне. Мы договорились, что со следующего 1977 года мне будет выделен самостоятельный отряд в составе экспедиции для работы в Монголии. Он это обещание выполнил и я в последующем в течение десяти лет (1977–1987 гг.) работал в Монголии самостоятельным Бурятским отрядом Геологического института СО АН СССР. В рамках Советско-монгольской экспедиции я участвовал в изучении палеозойского, главным образом, средне- и верхнепалеозойского магматизма, в различных структурно-формационных зонах Монголии. Главная цель этих работ – увязать тектоно-магматическое развитие Забайкалья и Монголии. Мною несколько раз маршрутами была пересечена территория Монголии с севера на юг и с запада на восток, с детальными работами в северных и южных районах Монголии. Я участвовал в составлении различных геологических карт и объяснительных записок к ним, которые в последующем были опубликованы («Геологическая карта Северной Монголии», масштаба 1:500000, «Карта геологических формаций Монголии», масштаба 1:1500000 и др.). Основным направлением моих исследований в это время были палеовулканологические и палеотектонические реконструкции, изучение вещественного состава вулканических и плутонических пород, выяснение природы и эволюции магматизма как основного индикатора геодинамических режимов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Я познакомился с известными учеными-геологами Л. П. Зоненшайном, О. Томуртоого, В. И. Коваленко, А. А. Моссаковским, С. В. Руженцевым, А. В. Ильиным, В. В. Ярмолюком, которые оказали благотворное влияние на принятие мною идей новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит. Этому способствовал также тот факт, что я впервые лично увидел, зарисовал и изучил типичные офиолитовые и островодужные комплексы в герцинидах Южной Монголии (Заалтайская Гоби), а затем в каледонидах Джидинской зоны Северной Монголии и Забайкалья. Немаловажную роль сыграло и то, что в это время я тесно сотрудничал и опубликовал несколько совместных работ с Н. Л. Добрецовым, М. И. Кузьминым и другими исследователями, которые развивали идеи тектоники литосферных плит. Все это помогло мне поставить решение этой глобальной проблемы на современный научный уровень. В результате мною был заново переосмыслен весь имеющийся фактический материал по магматизму и геодинамике всего складчатого обрамления юга Сибирской платформы. В конце 1986 г. мною успешно была защищена диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Почти одновременно (1987) в Издательстве «Наука» (Москва) под редакцией Н. Л. Добрецова выходит моя монография «Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса», в которой был использован материал докторской диссертации. В ней на современном научном уровне была решена фундаментальная проблема эволюции магматизма и геодинамических обстановок в формировании земной коры в огромном регионе от этапов



деструкции литосферных плит докембрийской Родинии до этапов аккреции и континентальной коллизии, завершивших формирование огромного континентального массива Центральной Азии, центральное место в котором занимала территория Монголии. Важно подчеркнуть, что выявленные мною новые закономерности и устойчивые тенденции в развитии палеозойского магматизма имеют большое значение для металлогенического анализа изученной территории. Они определяются, во-первых, детальной структурно-магматической зональностью островных дуг и вулcano-плутонических поясов на активных континентальных окраинах, которой соответствует металлогеническая зональность, и, во-вторых, сравнительным анализом палеозойских и современных геодинамических обстановок, что позволяет на основе актуалистического метода предсказывать металлогеническую характеристику конкретной территории. Эти положения в дальнейшем были развиты и опубликованы в статьях «Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования» (Тихоокеанская геология, 1992) и «Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона» (Геология и геофизика, 1999. Совместно с М. И. Кузьминым). В последние годы вышли и другие мои совместные с российскими и монгольскими учеными и личные работы, посвященные этой тематике (см. прилагаемый список работ).

Как указывалось выше, вначале полевые исследования (с 1977 по 1987 г.) велись непрерывно в рамках Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР вплоть до 1987 года, когда прекратила работу эта совместная советская экспедиция. За эти годы мною обследованы практически все районы Северной, Центральной, Восточной и Южной Монголии. Основные материалы опубликованы в монографии (1987г.). Наиболее важные из них – это впервые открытые силуро-девонские офиолиты Заалтайской пустыни Гоби. В последующем мною составлены разрезы этих офиолитовокеана Палеотэтисв пустыне Шаргын-Гоби. Другой, заслуживающей дальнейшего изучения структурой, является крупная силуро-девонская островодужная ассоциация хребта Эдрэнгийн-Нуру Заалтайской Гоби. Для доказательства возраста островной дуги была собрана большая коллекция органических остатков брахиопод, мшанок, ругоз и др. Мною была изучена и закартирована 100 километровая припограничная полоса от Прихубсугуля до бассейна р. Онондорнода.

В последующем в период от 1987 по 2017 год и до настоящего времени российско-монгольские исследования непрерывно проводятся по заключенным Соглашениям о сотрудничестве в основном за счет бюджетного финансирования Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, РФФИ, в том числе совместных грантов РФФИ – Монголия (рис.1).

За последние 10–15 лет получены принципиально новые научные результаты по геологическому строению, магматизму и геодинамической эволюции неопротерозой-палеозойских структур на территории Забайкалья, Восточного Саяна и сопредельных районов Монголии. Рассмотрена эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойском и венд-раннепалеозойском этапах развития сибирской континентальной окраины Палеоазиатского океана. Проведено сравнение вещественного состава субдукционного магматизма современных и древних энсиматических и энсиалических островных дуг. Рассмотрены и проанализированы возможные геодинамические сценарии развития субдукционного магматизма в неопротерозойских и венд-раннепалеозойских островных дугах зоны взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана, учитывающих специфику состава корового и мантийного магматизма, в том числе, влияние мантийных плюмов.



Рис. 1. Подписание соглашения о сотрудничестве с Институтом геологии и минеральных ресурсов АНМ. Слева направо: чл.-кор. РАН И.В. Гордиенко, академик АНМ О. Томуртоого, академик РАН С.Н. Васильев, академик РАН М.И. Кузьмин, профессор Ж. Бямба. Сидят: доктор Г. Энжин и доктор Г. Бадарч.

Совместно с геохимиками ИГХ СО РАН и монгольскими специалистами (см. литературу) детальному изучению подверглась Джидинская островодужная система, основные структуры которой расположены пограничных районах Северной Монголии (рис. 2).



Рис. 2. Обсуждение совместных работ по Джидинской зоне Северной Монголии (2004 г.). Слева направо: М.И. Кузьмин, О. Томуртоого, Д. Томурхуу, В.С. Антипин, И.В. Гордиенко.



Была разработана модель ее геодинамического развития в позднем неопротерозе-палеозое от образования спредингового океанического бассейна с океаническими островами (гайотами), энсиматической островной дуги с бонинитами и аккреционными призмами, преддуговыми и задуговыми бассейнами до формирования на их месте крупного аккреционно-коллизионного складчатого сооружения. Выявленный высокий рудный потенциал Джидинского района может служить примером для поисков подобных месторождений полезных ископаемых на смежной территории Монголии.

Работы выполнены при финансовой поддержке бюджетной темы лаборатории геодинамики ГИН СО РАН IX.124.1.3. (гос. номер АААА-А17-117011650013-4) и проектов РФФИ №10-05-93160Монг_а, 16-55-44008 Монг_а, 19-05-00312а.

Литература:

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25-42.

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу О. Бониниты Северной Монголии // Доклады Академии наук, 2001, т.377, №4. С.526–529.

Agiunbileg S., Badarch G., Belichenko V., Bulgatov A., Gordienko I. et. al. Preliminary publications Book 2 from Project on Mineral Resources, Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia, U.S. Geol. Survey. CD ROM, 2002.

Gornova M.A., Gordienko I.V., Kuzmin M.I., Almukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Tomurtogoo O., Tomurhuu D. Peridotites of the Dzhida zone of the Paleo-Asian ocean: geochemistry and petrology // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: implications for continental growth and intracontinental deformation. Second International Workshop and Field Excursion for IGCP 480.Ulaan-Baatar, Mongolia, 2006, P. 54-56.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С.120–140.

Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртоого О., Горнова М.А., ГонегерТ.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2012, т.53, №3. С.365–379.

Медведев А.Я., Гордиенко И.В., Одгэрэл Д. Геохимия и геодинамика магматических пород структурно-вещественного комплекса междуречья Тола-Керулен // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фонд. иссл. ОНЗ РАН. 17-20 октября 2012 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т.2. С. 14–15.

Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097.<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0384>.

Гордиенко И.В.Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозе и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С.405–457. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0420>.

Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47 DOI: 10.5800/GT-2021-12-1-XXXX.



ПРИМЕР ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АНКРАМИТОВОГО И ТРАХИАНДЕЗИТОВОГО РАСПЛАВОВ (МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Готтман И.А., Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, gottman@igg.uran.ru

При изучении эффузивов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале были установлены анкармиты, представляющие продукты кристаллизации примитивного магнезиального, высокоизвестковистого расплава (Пушкарев и др., 2018). Породы имеют порфириковую структуру. Вкрапленники представлены высокомагнезиальным клинопироксеном, хромшпинелью, оливином и ортопироксеном. Количество вкрапленников достигает 30–40 %, среди которых преобладает клинопироксен. Породы характеризуются высокими содержаниями MgO и CaO в интервале 12–18% и высоким $CaO/Al_2O_3 > 1$. По особенностям структуры и состава анкармиты Магнитогорской зоны соответствуют анкармитам молодых островных дуг юго-западной Пацифики (Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997).

При проведении полевых исследований в Магнитогорской зоне были обнаружены пластовые тела анкармитов, на которые налегают лавы трахиандезитов со структурами пахоэхоэ на поверхности потоков. В зоне контакта с анкармитами в трахиандезитах четко видна ориентировка микрофенокристов амфибола, что свидетельствует о течении расплава. Контакт между породами резкий. Однако данные свидетельствуют о том, что в момент, когда породы пришли в соприкосновение, они обе находились в подвижном, возможно, жидко-пластичном состоянии. Об этом свидетельствуют захваченные трахиандезитами ксенокристаллы анкармитового хромдиопсида и небольшие фрагменты анкармитов. Напротив, в анкармитах в приконтактной зоне отмечаются ксенокристаллы амфибола, типичные для трахиандезитов. Все это свидетельствует о том, что наблюдаемый контакт между анкармитом и трахиандезитом – это контакт двух одновременно существующих расплавов. Проведенное изучение составов основных масс в анкармитах и трахиандезитах подтвердило это предположение (Готтман, Пушкарев, 2017). В первом приближении содержания петрогенных компонентов в основных массах двух контактирующих пород закономерно изменяются, стремясь навстречу друг другу, что можно объяснить моделью двухкомпонентного смешения. Аномальное повышение калия в зоне контакта обусловлено диффузным механизмом кислотно-основного взаимодействия пород контрастного состава. Геологические наблюдения, подкрепленные геохимическими исследованиями, подтвердили, что изученный контакт эффузивных анкармитов и трахиандезитов представляет собой контакт двух одновременно сосуществующих расплавов, насыщенных вкрапленниками более раннего этапа кристаллизации.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № г/р АААА-А18-118052590029-6; аналитические данные получены в Центре коллективного пользования ИГГ УрО РАН “Геоаналитик”.

Литература:

Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Структурно-вещественные доказательства взаимодействия анкармитового и трахиандезитового расплавов в Магнитогорской вулканогенной зоне на Южном Урале. Ежегодник-2016. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 110–115.

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. и др. Анкармиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Доклады Академии наук. 2018. Т 479. 4. С. 433–43.



Barsdell M., Berry, R. F. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 747–777.

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.

ИЗУЧЕНИЕ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА МОНГОЛИИ В РАМКАХ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Гэрэл Очир

*Центр Геологических Наук, Монгольский Университет Науки и Технологии, Улаанбаатар, Монголия,
gerel@must.edu.mn*

Создание Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и Академии Наук МНР в 1967 году и проводившиеся в течение 25 лет комплексные геологические исследования, внесли ощутимый вклад в изучение геологии Монголии. Это был успешный долгосрочный инновационный проект, в котором принимали участие ведущие российские ученые различных специальностей из научных институтов АН СССР, а также монгольские научные сотрудники Геологического Института АН Монголии и преподаватели Монгольского технического университета. Основные достижения экспедиции опубликованы в 55 научных трудах, сделаны крупные открытия, подготовлены научные кадры для Монголии и России.

Я принимала участие в региональных геохимических исследованиях мезозойских гранитоидов совместно с сотрудниками Института Геохимии СО РАН. Проведенная на примере мезозойских гранитоидов Монголии геохимическая типизация, предложенная Л.В. Таусоном (1977) позволила разработать критерии металлогенической специализации гранитов, и широко применяется при изучении магматических серий различных геодинамических обстановок (Коваленко и др., 1971; Кузьмин, 1985).

Позднепалеозойский и мезозойский магматизм широко проявлен в Монголо-Охотском орогенном поясе, крупной аккреционной структуре, протягивающейся от Хангая в Центральной Монголии до Тихого океана на расстояние свыше 3000 км. Его центральная часть сложена крупными Хангайским и Хэнтэйским батолитами, окаймленными Орхон-Селенгинским и Восточно-Монгольским вулканоплутоническими поясами. Мезозойские граниты, с которыми связана редкометалльная олово-вольфрамовая минерализация, издавна привлекали внимание петрологов и достаточно хорошо изучены, тем не менее, происхождение гранитов и их геодинамическая обстановка до настоящего времени дискуссионны. Зональные магматические ареалы с сочетанием известково-щелочных, высококальциевых известково-щелочных и щелочных гранитоидов и появление глубоко дифференцированных литий-фтористых гранитов в Хэнтэйском батолите и его обрамлении предполагают различные модели их образования, включая процессы субдукции и коллизии, горячие точки и мантийные плюмы, пост-орогенные и рифтовые обстановки (Зоненшайн и др. 1990; Кузьмин, 1985; Jahn et al., 2009; Yarmolyuk et al., 2011, 2013; Donskaya et al., 2013; Antipin et al., 2016; Litvinovsky et al., 2021).

Работами В.И. Коваленко (Коваленко, Коваленко, 1976) в связи с обнаружением щелочных риолитов-онгонитов, субвулканических аналогов литий-фтористых гранитов, было доказано магматическое происхождение этих гранитов, ранее описываемых как апограниты. Подобные граниты были обнаружены позже во многих провинциях мира, подтверждая возможность кристаллизации при повышенных концентрациях фтора фракционированных литий-фтористых гранитов при температуре ниже эвтектической. Было также доказано, что богатые водой флюиды, обогащенные несовместимыми элементами,



включая Nb, Ta, Sn и W, играют заметную роль на поздней и постмагматической стадиях (Dostal et al., 2017). В.И. Ярмолук и др. (Yarmolyuk et al., 2003) установили, что в формировании гранитных расплавов Монголо-Забайкальского раннемезозойского зонального ареала принимали участие подлитосферный (мантийно-плюмовый), литосферный (субдукционный) и коровый источники. Изучая в течение многих лет мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса, П. В. Коваль (1989) разработал модели гранитообразования для гранитоидных серий преимущественно коровые и для базит-гранитоидных мантийные. Эти модели во многом схожи с моделями гранитообразования, предложенными Б.А.Литвиновским с соавторами (Litvinovsky et al., 2021), коровыми с примесью мантийного материала для известково-щелочных и высококалиевых известково-щелочных гранитов и преимущественно мантийными для щелочных. Изучение щелочных гранитов в рифтогенных структурах, окаймляющих Хэнтэйский батолит, также позволяет предположить происхождение щелочных калишпатовых гранитов А-типа и сопряженных с ними бимодальных базальт-риолитовых магм в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии и нижней коры (Dostal et al., 2014; Gerel & Dostal, 2014).

Орхон-Селенгинский вулcano-плутонический пояс сложен пермскими вулканогенными породами позднепермскими-раннемезозойскими интрузиями известково-щелочных и субщелочных пород с медно-молибденпорфировым месторождением Эрдэнэтийн Овоо и рядом рудопроявлений. Эти интрузии перекрываются более молодыми вулканитами и субвулканическими малоглубинными интрузиями и дайками. С юга-востока к Хэнтэйскому батолиту примыкают позднепалеозойские и мезозойские интрузии известково-щелочных и щелочных гранитоидов Средней Гоби Восточно-Монгольского вулcano-плутонического пояса. Гранитоиды представлены известково-щелочными сериями с преобладанием высококалиевых и щелочных гранитов. Граниты вулcano-плутонических поясов несут геохимические признаки субдукционных гранитов с положительными невысокими значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$, характерными для магматических расплавов ювенильных вулканических дуг, производных мантии и смешивающихся с более дифференцированными магмами надвигающейся плиты. Подобные значения характерны для многих гранитов Монголии, анализированных в процессе опробования трансектов в рамках проекта “Металлогения Алтаид” (Gerel et al., 2007).

В последние годы продолжились совместные с сотрудниками Института Геохимии СО РАН проекты по изучению редкометалльных и щелочных гранитоидов, геохимии эклогитов субдукционных зон, щелочных базальтов и мегакристаллов граната и пироксена в щелочных базальтах Северной и Центральной Монголии, изучение которых позволяет судить о составе мантии, температурах и давлениях.

Совместные геологические работы экспедиции, формационный анализ и составление карты геологических формаций, открытие новых минералов и пород, геохронологические, геохимические и изотопные определения магматических пород, металлогенический анализ территории Монголии явились основой для дальнейших детальных исследований и крупных международных проектов, таких как “Металлогенезис и тектоника Северо-Восточной Азии” (Nokleberg, 2010). Труды участников экспедиции (Л.П. Зоненшайн, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, П.В. Коваль, В.С. Антипин, Н.В. Владыкин, В.В. Ярмолук, В.И. Сотников и многие другие), а также более поздние работы, выполненные в проектах РФФИ и научно-технологического фонда Монголии (В.С. Антипин, М.И. Кузьмин, А.Б. Перепелов, В.И. Гребенщикова, Н.В. Владыкин, И.С. Перетяжко, В.С. Шацкий, С.Ю. Скузоватов), широко известны и цитируются в монгольской и мировой научной печати. Практика показала высокую эффективность совместных исследований, возобновление экспедиции будет способствовать прогрессу и принесет много новых открытий, приблизив нас к пониманию эволюции Центрально-Азиатского орогенного пояса.



Литература:

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. 326 с.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты топазосодержащие кварцевые кератофиры - субвулканические аналоги редкметалльных литий-фтористых гранитов. М. Наука, 1976. 127 с.
- Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. 492 с.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М. Наука, 1977. 280 с.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л. П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М. Наука, 1971. 239 с.
- Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., ZolbooTs. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare metal granites in Mongolia and Baikal region: comparative geochemistry, magma sources and related mineralization // *Journal of Geosciences* 61, 2016. p. 105–125.
- Gerel O. and Dostal J., Mesozoic A-Type Granites and Related Ore Mineralization, Eastern Mongolia. // *Acta Geologica Sinica* 2014 (English Edition), 88(supp. 2): p. 1660-1662. http://dx.doi.org/10.1111/1755-6724.12385_31
- Gerel O., Henning D., Batkhishig B., Seltmann R. et al. Geologic mapping and geochemical-geochronological sampling of geotraverses across Mongolia & Inner Mongolia; methodology and impressions from three field expeditions // *Metallogeny of Eastern Europe from Altai to Uralides*, 2007, London, p. 25–29.
- Donskaya, T. V., Gladkochub, D. P., Mazukabzov, A. M., and Ivanov, A. V. (2013). Late Paleozoic - Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. // *J. Asian Earth Sci.* 2013. 62, p. 79–97. doi: 10.1016/j.jseae.2012.07.023
- Dostal, J., J. V. Owen, O. Gerel, J. D. Keppie, R. Corney, J.G. Shellnutt, and A. MacRAE. The 186 Ma Dashibalbar alkaline granitoid pluton in the North-Gobi rift of central Mongolia: evidence for melting of Neoproterozoic basement above a plume. // *American Journal of Science*, 2014. Vol. 314, P. 613–648.
- Dostal, J., Kontak, D. J., Gerel, O., Shellnutt, J. G., and Fayek, M. Cretaceous ongonites (topaz-bearing albite-rich microleucogranites) from OngonKhairkhan, Central Mongolia: products of extreme magmatic fractionation and pervasive metasomatic fluid: rock interaction // *Lithos*, 2015. p. 236-237, 173–189. doi: 10.1016/j.lithos.2015.08.003
- Jahn, B. M., Litvinovsky, B. A., Zanzivich, A. N., and Rechow, M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance. *Lithos* 113, 2009. p. 521–539. doi: 10.1016/j.lithos.2009.06.015
- Litvinovsky B.A., Vapnik Ye., Eyal M., Eyal Y. The role of mantle and the ancient continental crust in the generation of post-collisional high-K calc-alkaline and alkaline granites, with main reference to the Arabian-Nubian Shield // *Lithos*, 2021, p. 388–389 (2021) 106049
- Nokleberg W.J. (ed) *Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia*. USGS Professional Paper 1765, 2010. <https://pubs.usgs.gov/pp/1765/>
- Yarmolyuk, V. V., and Kuzmin, M. I. (2011). Rifting and Silicic Large Igneous Provinces of the Late Paleozoic - Early Mesozoic in the Central Asia: Large Igneous Provinces Commission. Available online at: <http://www.largeigneousprovinces.org/11dec> (accessed January 15, 2020).
- Yarmolyuk V.V. Kovalenko V.I. Sal'nikova E. V., Budnikov S.V., Kovach V.P, Kotov A.V., Ponomarchuk V.A. Tectono-magmatic zoning, magma sources, and geodynamic of the Early Mesozoic Mongolo-Transbaikalian magmatic area. // *Geotectonics*, 2002. 36(4) p. 293–311
- Yarmolyuk, V. V., Kuzmin, M. I., and Kozlovsky, A. M. Late Paleozoic-Early Mesozoic within-plate magmatism in North Asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin // *Petrology* 21, 2013, p. 101–126. doi: 10.1134/s0869591113010062



ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ludamdinova@mail.ru

На территории Юго-Западного Забайкалья известны W-Mo месторождения Джидинского рудного поля, характеризующегося высокой концентрацией оруденения на относительно небольшой площади. В состав рудного поля входят крупные промышленные месторождения: Первомайское, Инкурское и Холтосонское – уникальные геологические объекты и крупнейшие в России источники W и Mo (Онтоев 1984; Ходанович 1995; Гордиенко и др., 2018). В качестве примесных компонентов в рудах присутствует также и ряд других полезных компонентов – Be, Cd, Pb, Zn, Au и др. Предшественниками установлено, что эти месторождения генетически связаны с единой гранитоидной интрузией. Считается, что сначала сформировался Mo штокверк (Первомайское месторождение), позже прожилки с Mo-Be минерализацией, затем штокверк гюбнеритсодержащих прожилков (Инкурское месторождение) и кварц-гюбнеритовые жилы Холтосонского месторождения.

Настоящее исследование посвящено изучению вольфрамового оруденения Джидинского рудного поля на примере штокверкового Инкурского и Холтосонского жильного месторождений. По запасам и содержанию WO_3 в рудах, Инкурское месторождение сопоставимо с наиболее крупными месторождениями мира: Хемердон (Великобритания), Пайн-Крик (США), Ундур-Цаган в Монголии. Целью исследований является уточнение минерального состава руд, определение условий формирования и состава растворов, продуцирующих вольфрамовое оруденение Джидинского рудного поля.

Гюбнерит, большая часть которого, судя по идиоморфизму, отложилась в начальный период минералообразующего процесса, является главным рудным минералом месторождений, однако кроме гюбнерита присутствует достаточно большое количество других рудных минералов. В качестве второстепенных и редких рудных минералов присутствует более 20 минеральных видов, включающих сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, ковеллин), сульфосоли (айкинит, тетраэдрит и др.), теллуриды (гессит и др.), оксиды (шеелит, касситерит) и розенбергит(?) и другие. Их набор в обоих месторождениях близок, что свидетельствует о сходном химизме рудообразующих флюидов. Некоторые отличия отмечаются лишь в распределении редких и второстепенных рудных минералов. Близки в рудах обоих месторождений и химические составы рудных минералов. Впервые в рудах Инкурского месторождения установлен редкий минерал из класса галогенидов – гидрофторид алюминия, по составу близкий розенбергиту, в рудах Холтосонского месторождения диагностированы редкие минералы из класса сульфосолей – ализонит, шапбахит.

Главными жильными минералами являются кварц, мусковит, с примесью КПШ и флюорита, что говорит о наличии в составе минералообразующих флюидов таких элементов, как Si, K, Al, F, Ca. Состав ассоциаций рудных минералов (гюбнерит, сульфиды, сульфосоли и др.) свидетельствует о наличии в рудообразующих растворах таких элементов, как W, Mn, S, Fe, Cu, Pb, Zn, Bi, Be, Sn, Ag, Te, Mo и др. Таким образом, в составе минералообразующих гидротермальных растворов присутствует значительное количество рудных элементов, при этом главным минералом руд является гюбнерит. Это может быть связано либо с высоким содержанием W относительно других элементов в растворах, либо со специфическими физико-химическими параметрами, благоприятными именно для отложения гюбнерита по сравнению с другими минералами, при близких концентрациях разных рудообразующих элементов в первичном растворе. Отсутствие значимых различий в минеральном составе



рудных прожилков Инкурского штокверка и жил Холтосонского месторождения свидетельствует об едином источнике рудообразующих флюидов, формировавших вольфрамовое оруденение на Джидинском рудном поле.

Термобарогеохимические исследования. Изучены первичные флюидные включения (ФВ) преимущественно в зернах кварца, реже во флюорите, гюбнерите, сфалерите и мусковите из рудных жил и прожилков двух месторождений. Результаты исследования ФВ гомогенного захвата обоих месторождений показали, что минимальные температуры отложения кварца варьируют в интервале $\sim 195\text{--}344$ °С. Большинство определений на Инкурском месторождении попадают в интервал $\sim 200\text{--}250$ °С, на Холтосонском – $250\text{--}300$ °С. Интервалы температур гомогенизации ФВ в гюбнеритах обоих месторождений практически перекрываются и варьируют в пределах $\sim 278\text{--}245$ °С (Инкур) и $\sim 290\text{--}250$ °С (Холтосон). В относительно среднетемпературный интервал попадают ФВ из флюорита – $265\text{--}195$ °С (Инкур), несколько более высокие температуры характерны для ФВ из флюорита (Холтосон) – $272\text{--}260$ °С. И наконец, минимальными температурами гомогенизации характеризуются ФВ из позднего мусковита ($\sim 202\text{--}167$ °С). Общая соленость рудообразующих растворов обоих месторождений также имеет сходные диапазоны по данным большинства изученных ФВ (рис. 1). Основные солевые компоненты растворов являются идентичными, что подтверждается как криометрическими данными, так и данными по водным вытяжкам. Главные солевые компоненты представлены хлоридами кальция и натрия, примесью хлоридов калия.

Исследования ФВ в целом свидетельствуют о близком солевом и газовом составе флюидов, формировавших оба месторождения. Наличие сингенетичных существенно водных и существенно газовых ФВ в кварце из руд Холтосонского месторождения позволяет оценить истинную температуру минералообразования как $413\text{--}350$ °С. Максимальные температуры гомогенизации характерны для газовых ФВ сингенетичных с водными. Появление ФВ гетерогенного захвата в Холтосонских жилах свидетельствует о падении давления в процессе минералообразования, вызванного, по-видимому, появлением крупных трещин, в которых отлагался кварц и формировались рудные жилы.

В отличие от жильных руд Холтосонского месторождения, в участках развития штокверковой минерализации (Инкурское месторождение), признаки гетерогенизации не отмечаются, что может говорить об относительно высоком давлении при рудоотложении. Допустив, что температуры минералообразования на Инкурском и Холтосонском месторождениях близки, можно провести расчет давления на основе фазовых отношений в системе $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Расчет проводился по разнице между максимальными температурами гомогенных (343 °С) и гетерогенных (413 °С) ФВ, на основе расчетной программы *NokieFlincs_H₂O-NaCl*, опубликованной в статье (Steele-MacInnis et al., 2012). Полученное значение давления – 785 бар, отражает минимальное давление захвата ФВ на Инкурском месторождении. На Холтосонском месторождении давление можно оценить примерно в 300 бар, исходя из положения критической кривой системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Согласно данным (Steele-MacInnis et al., 2015). Критическая кривая системы $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ имеет более крутой наклон на фазовой диаграмме, что свидетельствует о том, что истинные давления, по всей видимости, были выше чем данные, полученные для системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$.

Распределение температур гомогенизации ФВ обоих месторождений свидетельствует о существовании как минимум двух стадий минералообразования – высокотемпературной (>300 °С), где отлагались кристаллы раннего кварца, и относительно низкотемпературной ($\leq 200\text{--}300$ °С), где происходило отложение позднего кварца, гюбнерита и флюорита. Следовательно, отложение минералов в прожилках и жилах шло с понижением температуры. По данным В.Б. Наумова (Наумов и др., 2011), большинство определений температур гомогенизации ФВ из вольфрамита и шеелита приходится на интервал $200\text{--}400$ °С с максимумом в $200\text{--}300$ °С.

Большая часть определений солености растворов на месторождениях вольфрама приходится на значения менее 10 мас. % экв. NaCl (~60 %), что соответствует полученным нами данным (рис. 1).

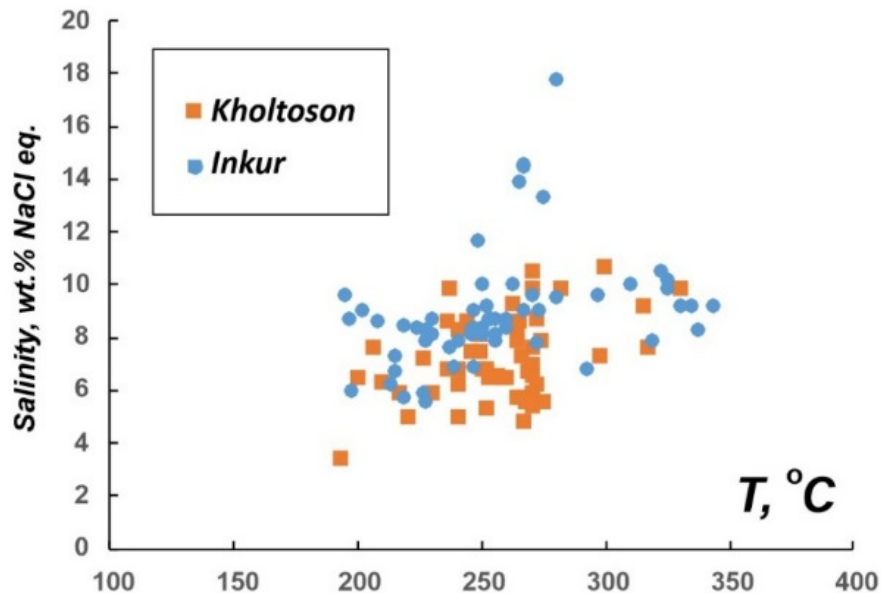


Рис. 1. Бинарная диаграмма соленость-температура для ФВ из кварца Инкурского и Холтосонского месторождений.

Рудообразующие флюиды Инкурского и Холтосонского месторождений характеризовались умеренной концентрацией солей (рис. 1), присутствием в газовой фазе углекислого газа и азота, хлоридным составом (хлориды Ca, Mg, K, Na), в то же время наличие фторсодержащих минералов (флюорит, топаз, мусковит, розенбергит) свидетельствует о присутствии соединений фтора в составе флюида. Согласно исследованиям Ф.Г. Рейфа и Е.Д. Бажеева (Рейф, Бажеев, 1982), месторождения Джидинского рудного поля были сформированы существенно фторидными гидротермальными растворами.

Результаты минералогического изучения и термобарогеохимические исследования позволяют сделать вывод о том, что два вольфрамовых месторождения Инкурское и Холтосонское были сформированы за счет одних и тех же гидротермальных растворов, в ходе существования единой рудообразующей системы. Рудоотложение происходило в близких физико-химических условиях, отличающихся лишь по давлениям минералообразования. Разница в давлениях (785 и 300 бар) скорее всего обусловлена разными структурными условиями рудоотложения. Инкурский штокверк отлагался в зонах тонкой трещиноватости, тогда как жильные руды Холтосонского месторождения формировались в относительно крупных трещинах.

Главными факторами осаждения гюбнерита из гидротермальных растворов являются изменение щелочности-кислотности, снижение температуры и солености. Однако в щелочной гидротермальной среде его растворимость нечувствительна к температуре и солености раствора, тогда как снижение температуры способствует осаждению гюбнерита из кислых растворов (Li J. et al., 2018, Liu X, Xiao C, 2020). Высокое содержание мусковита в составе прожилков свидетельствует о повышенной кислотности растворов, формировавших прожилки Инкурского штокверка. По экспериментальным данным (Liu X, Xiao C, 2020), в кислых растворах растворимость гюбнерита выше растворимости ферберита практически на порядок, что объясняет отложение вольфрама в форме гюбнерита. Большое количество



газовых включений в гюбнеритах и сфалеритах говорит о том, что отложение, скорее всего, происходило при участии газовой фазы.

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект ГИИ СО РАН № АААА-А21-121011390003-9) и гранта РФФИ № 18-45-030002р_а.

Литература:

Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность молибдено-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного района // Джидинский рудный район. Новосибирск: Наука, 1984. С. 53–76.

Ходанович П.Ю. Молибдено-вольфрамовые месторождения Джидинского рудного поля // Месторождения Забайкалья. Т. 1. Кн. 1. Чита – М.: Геоинформмарк, 1995. С. 149–163.

Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Смирнова О.К., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А. Джидинский рудный район: геологическое строение, структурно-металлогенетическое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования, прогнозы и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 3–37.

Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R. J. HokieFlincs_H2O-NaCl: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O – NaCl // Computers & Geosciences. 2012. 49. 334–337.

Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J. Synthetic fluid inclusions XX. Critical PTx properties of H₂O–FeCl₂ fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. 148. 50–61.

Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследований флюидных включений. I. Месторождения олова и вольфрама // Геохимия. 2011. № 10. С. 1063–1082.

Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука. 1982. 158 с.

Li J, Liu Y, Zhao Z, Chou IM. Roles of carbonate / CO₂ in the formation of quartz-vein wolframite deposits: insight from the crystallization experiments of hubnerite in alkali-carbonate aqueous solutions in a hydrothermal diamond-anvil cell // Ore Geology Reviews. 2018; 95:40–48. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.024>.

Liu X, Xiao C. Wolframite solubility and precipitation in hydrothermal fluids: insight from thermodynamic modeling // Ore Geology Reviews. 2020; 117:103289. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103289>.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА

Демонтерова Е.И.¹, Иванов А.В.¹, Карманов Н.С.², Палесский С.В.², Посохов В.Ф.³

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, dem@crust.irk.ru*

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

³ *Институт геологии БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

Включения в базальтах служат источником информации об эволюции магматического расплава и о глубинных процессах, происходивших в коре и мантии. Наиболее часто встречаемыми включениями в изверженных породах разных геологических обстановок являются мегакристаллы полевых шпатов, тем не менее вопрос их образования остается открытым. Вулканические породы кайнозойского возраста Байкальской рифтовой системы не являются исключением. Лавовые потоки и вулканические шлаки, несущие мегакристаллы полевых шпатов встречены на всех вулканических полях Байкальского рифта.

Условия кристаллизации мегакристаллов и их связь с выносящими их расплавами до сих пор вызывают споры. Существует два основных предположения. Одна часть исследователей говорит о том, что полевошпатовые включения являются производными,



выносящей их магмы. Другая часть считает, что полевошпатовые включения являются ксеногенными и генетически не связаны с выносящими их расплавами. Анализ полевошпатовых включений из базальтов вулканических полей, развитых на блоках коры с разным возрастом, может помочь в решении данного вопроса. В нашей работе мы представляем микроэлементный и изотопный ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) состав мегакристаллов полевых шпатов (преимущественно плагиоклазов и анортоклазов) из лавовых потоков и туфов позднекайнозойского возраста Ия-Удинского, Витимского и Хамар-Дабанского вулканических полей Байкальского рифта.

Ия-Удинское поле находится в пределах Бирюсинского выступа Сибирского кратона, который сложен докембрийскими метаморфическими и магматическими породами. Фрагменты базальтовых потоков Ия-Удинского вулканического поля разбросаны на обширной территории площадью порядка 2000 км². В нижней части лавовой постройки возрастом 4.3 ± 0.2 млн лет, расположенной между рек Хадома и Хоропка (правые притоки р. Уда), встречены мегакристаллы плагиоклазов размером до 3 см, составы которых варьируют от олигоклаза до андезина $\text{Ab}_{64-72}\text{Or}_{4-10}\text{An}_{21-33}$.

Витимское вулканическое поле расположено в стороне от осевой части Байкальского рифта на восток от озера Байкал. Под ним предполагается наличие Амалатского блока рифейского возраста, окруженного раннепалеозойскими породами Икатского террейна. Включения полевых шпатов встречаются в миоценовых пикробазальтах и четвертичных базанитах. Нами изучены полевые шпаты из шлаков четвертичного влк. Кандидушка, являющегося одним из двадцати вулканических конусов Витимского поля. Он представлен кольцевым валом диаметром порядка 500 м, вскрытым дорожным карьером. Мегакристаллы до 3 см, по химическому составу попадают в поле анортоклаза $\text{Ab}_{54-75}\text{Or}_{21-41}\text{An}_{5-6}$. В этих же шлаках обнаружен один мегакристалл санидина $\text{Ab}_{22}\text{Or}_{78}$.

Хамар-Дабанское вулканическое поле расположено на юго-западе Байкальского рифта, на южной оконечности озера Байкал. Фундамент, на котором развит кайнозойский вулканизм, слагают раннепалеозойские магматические и метаморфические породы одноименного террейна. Мегакристаллы щелочных полевых шпатов широко распространены в лавовых горизонтах миоценового возраста, расположенных в верховьях р. Тумусун и р. Усун. Вулканическая постройка г. Тумусун сложена пироксен-плагиоклазовыми порфирированными лавами трахибазальтового состава. Суммарная мощность лавовой толщи порядка 500 м. Вершинная часть постройки сложена пирокластической пачкой, прорванной дайками и неккообразным телом. Полевые шпаты включений часто прозрачные, с выраженной спайностью, края оплавленные. Размер варьирует от 0,5 см до нескольких см. В шлаковом горизонте влк. Тумусун включения достигают 10 см. Полевой шпат представлен анортоклазом со слабо варьирующим компонентным составом $\text{Ab}_{64-75}\text{Or}_{17-28}\text{An}_{2-11}$.

Химический состав мегакристаллов полевых шпатов определен на электронно-зондовом микроанализаторе CAMEBAX-Micro фирмы Cameca. Концентрации микроэлементов в полевых шпатах определены на масс-спектрометре ELEMENT (Finnigan Mat Thermo Scientific, Германия) с использованием установки UP-213 Nd:YAG для лазерной абляции с длиной волны лазера 213 нм (ЛА-ИСП-МС). Изотопные отношения стронция измерены на масс-спектрометре Finnigan MAT262. Изотопные данные по кислороду получены на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 методом лазерного фторирования в двойной системе напуска.

Химический состав лавовых потоков, несущих мегакристаллы на рассматриваемых вулканических полях различен. На Витимском вулканическом поле, исследуемые анортоклазы выносятся шлаками и лавой базанитового состава ($\text{SiO}_2=43.9-45.5$; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6.8-7.4$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.5-1.6$, $\text{Mg}\#=56.1-60.8$) (Ащепков, 1991; Litasov, Taniguchi 2002). На Ия-Удинском вулканическом поле – лавовым потоком базальтового трахиандезита ($\text{SiO}_2=50.6$; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6.2$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.86$, $\text{Mg}\#=59.5$). На Хамар-

Дабанском вулканическом поле мегакристаллы анортоклаза встречаются в потоках базальтовых трахиандезитов и базанитов ($\text{SiO}_2=45.0-46.8$; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5.5-5.8$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.8-2.1$, $\text{Mg\#}=56.3-67.2$).

На мультиэлементных диаграммах, нормированных составов к хондриту, все полевые шпаты характеризуются пиком Eu. Самые высокие концентрации редкоземельных элементов характерны для плагиоклазов Ия-Удинского вулканического поля. Самый обедненный редкоземельный состав наблюдается в санидине из влк. Кандидушка. Мегакристаллы анортоклаза влк. Кандидушка и влк. Тумусун по спектрам тяжелых редких земель близки друг другу. В тоже время, в мегакристаллах влк. Тумусун содержание легких редких земель выше, чем в мегакристаллах влк. Кандидушка. На диаграмме нормирования составов к примитивной мантии все мегакристаллы характеризуются наличием пиков по Ba, Pb, Sr и трогами Th-U, Pr, Nb и Zr-Hf. На фоне общих характеристик видно, что плагиоклазы Ия-Удинского вулканического поля отличаются от мегакристаллов анортоклаза более обогащенным микроэлементным составом. Санидин влк. Кандидушка в сравнении с другими мегакристаллами имеет самые высокие концентрации по Rb, Ta, Pb и Zr-Hf, при самых низких концентрациях La-Ce, Pr и Sr.

Изотопные отношения стронция и кислорода в полевых шпатах влк. Тумусун, хр. Хамар-Дабан варьируют в небольшом диапазоне значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70383–0.70417. Данные значения попадают в диапазон $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, выносящих их лавовых потоков базальтового состава (0.70387–0.70440). Измеренные значения кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в мегакристаллах варьируют от 6.94 до 7.58. В мегакристаллах полевых шпатов Ия-Удинского поля изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70521–0.70529 и $\delta^{18}\text{O}$ 8.57–8.79. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавовом потоке, несущем данные полевые шпаты – 0.70501. В мегакристаллах анортоклаза влк. Кандидушка (Витимское вулканическое поле) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70400–0.70423 и $\delta^{18}\text{O}$ 6.8–7.5. В санидине обнаружены самые высокие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.71161 и $\delta^{18}\text{O}$ 9.7. В лавовом потоке, расположенном в основании шлакового конуса влк. Кандидушка $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.70423 (Litasov, Taniguchi, 2002).

При анализе значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в мегакристаллах полевых шпатов видно, что их точки составов стремятся в сторону коровых значений, как по изотопу $\delta^{18}\text{O}$, так и по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Рис. 1а). В координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\delta^{18}\text{O}$ рассчитаны кривые смещения гипотетической мантийной выплавки с возможными коровыми контаминантами гранитного и осадочного происхождения. При получении модельных кривых на рис. 1 закладывались следующие параметры источников: в мантийной выплавке содержание Sr принимается 1500 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.7040 и $\delta^{18}\text{O}$ – 6.8. Для коры карбонатного состава – Sr = 600 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7085 и $\delta^{18}\text{O}$ = 15 (модельная кривая соответствует значку М1). Для коры сложенной метаморфическими осадками – Sr = 150 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.73 и $\delta^{18}\text{O}$ = 15 (модельная кривая М2). Для коры гранитного состава – Sr = 200 г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.712 и $\delta^{18}\text{O}$ = 9.7 (модельная кривая М3). Таким образом, образование мегакристаллов анортоклаза влк. Тумусун (хр. Хамар-Дабан) происходило при незначительном участии коры. Они близки по своему изотопному составу к мантийным выплавкам. Образование мегакристаллов плагиоклаза Ия-Удинского поля формировались за счет добавления в мантийную выплавку ~20 % метаморфической коры. Мегакристаллы анортоклаза с влк. Кандидушка (Витимское вулканическое поле), по-видимому, кристаллизовались за счет добавления в мантийную выплавку менее 10% осадочных карбонатных пород, а санидин, возможно, является ксеногенным минералом, захваченным из гранитной коры. Следует учитывать, что такое моделирование не является строгим, а отражает только принципиальное отличие типов коры, участвовавших в смешении с магматическим расплавом.

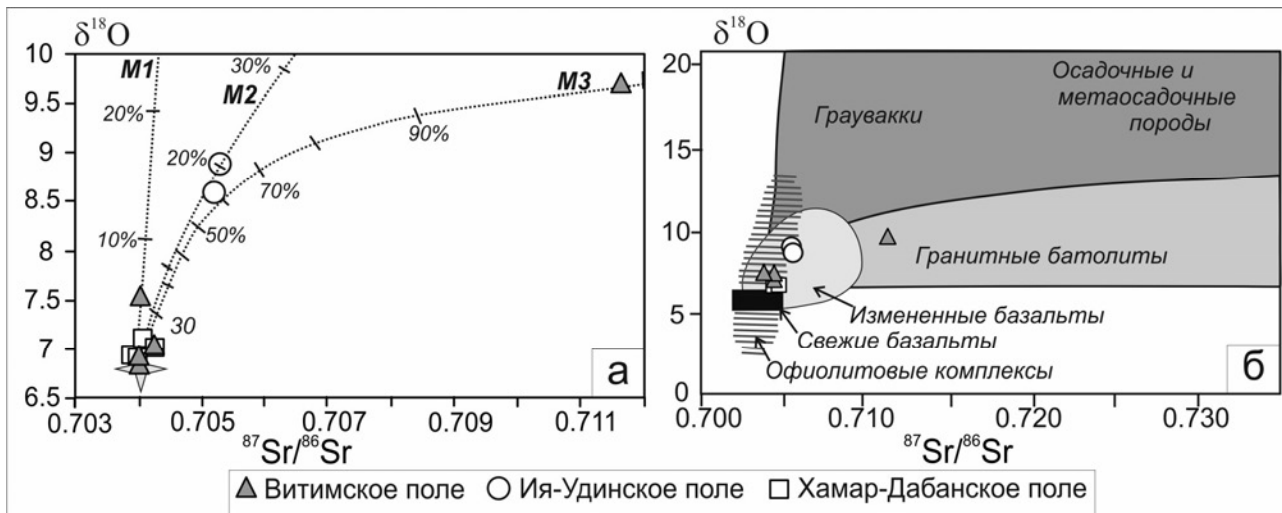


Рис. 1. Диаграмма $\delta^{18}\text{O} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ для мегакристаллов полевого шпата из базальтовых лав и шлаков Витимского, Хамар-Дабанского и Ия-Удинского вулканических полей Байкальской рифтовой системы. (а) Кривая смешения рассчитана исходя из соотношения концентраций стронция в мантийном и коровом компонентах как 7,5 к 1. Использована модель двухкомпонентного смешения (Фор, 1989). (а) $\delta^{18}\text{O} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ вариации изотопных составов в породах Земли (Taylor, Sheppard, 1986).

При сопоставлении изотопных отношений стронция и кислорода с микроэлементными данными для мегакристаллов видно следующее. Первое, связь концентраций микроэлементов с изотопными отношениями не наблюдается. Мегакристаллы могут иметь сходные изотопные отношения при различных концентрациях элементов. Возможно, это связано с зональностью кристаллов (Edwards, Russell, 1996; Davidson, Tepley, 1997; Tepley et al., 2000), которую мы в данной работе учесть не можем. Второе, ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для мегакристаллов полевых шпатов близки или подобны значениям несущих их базальтов (Рис. 1б). Исключение составляет санидин влк. Кандидушка с явно верхнекоровыми характеристиками ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Третье, на диаграмме изотопных отношений стронция и кислорода все мегакристаллы образуют отчетливый тренд вдоль кривой смешения между мантийными и коровыми компонентами.

На основе моделирования фракционной кристаллизации полевых шпатов из базальтовых выплавок Хамар-Дабанского и Удинского вулканических полей, выполненного в нашей работе, а также с учетом расчетов, основанных на коэффициентах распределения по Sr-Ba-Rb между полевыми шпатами и расплавом сделанными в работе (Литасов, Мальковец 1998), видно, что кристаллизация анортоклаза возможна не только из породы трахитового состава. До 15-20 % анортоклаза может кристаллизоваться из породы трахибазальтового состава, при этом состав остаточного расплава не выпадает из области базальтовых составов данного региона.

Полученные по мегакристаллам анортоклаза данные укладываются в общую закономерность, выявленную ранее для Байкальского рифта. Согласно этой закономерности, доля коровой примеси заметна в магмах оливин-толеитового и более кислого составов и пренебрежительно мала в магмах гавайитового и базанитового составов. Причиной является меньшая плотность недосыщенных кремнеземом магм, что позволяет им при подъеме к поверхности избежать плотностной инверсии на границе нижней-верхней коры (Иванов, 2012).

Исходя из данных ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$, полученных по мегакристаллам полевых шпатов и несущим их лавам из трех вулканических полей Байкальского рифта, мы предполагаем, что



полевые шпаты кристаллизуются при взаимодействии мантийных магм с коровым веществом. При этом доля ассимиляции корового компонента для базальтовых магм Ия-Удинского поля, характеризующегося наиболее высокими изотопными отношениями стронция и кислорода, может достигать 60–70%, если изотопный состав корового компонента подобен санидину влк. Кандидушка. Возможно, что ассимилирующее коровое вещество представлено гранулитами основного состава.

Исследования проведены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск), «Многоэлементных и изотопных исследований» ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева (г. Новосибирск) и ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований Изотопно-геохимических исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Литература:

- Литасов К.Д., Мальковец В.Г. Sr-Ba-Rb–систематика мегакристаллов щелочных полевых шпатов из базальтоидов Центральной Азии // Геол. Геоф. 1998. Т.39. №9. С. 1304–1308.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 590 с.
- Davidson J.P., Tepley F.J.III. Recharge in volcanic systems: evidence from isotopic profiles of phenocrysts // Science. 1997. V. 275. P. 826–829.
- Edwards B.R., Russell J.K. Influence of magmatic assimilation on mineral growth and zonation // The Canadian Mineralogist. 1996. V. 34. P. 1149–1162.
- Ivanov A.V. Interaction of mantle-derived melts with crust on its upwelling to the surface: reason and consequence // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. № 1. P. 19–26.
- Litasov K.D., Taniguchi H. –Mantle evolution beneath Baikal rift. – Sendai, Japan: Center for Northeast Asian Studies. Tohoku University. CNEAS Monograph Series. 2002. V.5. 221 p.
- Taylor H.P., Sheppard S.M.F. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics, in Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, edited by J. W. Valley, H. P. Taylor and J. R. O'Neil, p. 227–271, Mineral. Soc. Am., Washington, 1986.
- Tepley F.J.III, Davidson J.P., Tilling R.I., Arth J.G. Magma mixing, recharge, and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon Volcano, Mexico // Journal of Petrology. 2000. 41. P. 1397–1411.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ: РУССКОГОРСКИЙ АРЕАЛ И МЫС НАВАРИН

Дербек И.М.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия, derbeko@mail.ru

Распространение щелочных базальтов в пределах Корякско-Камчатской складчатой системы весьма незначительно. Они установлены на территории мыса Наварин (Колосков и др., 1992; Фёдоров, Филатова, 1999) и в пределах развития Русскогорского вулканоплутонического ареала (Дербек, 1987).

Русскогорский вулканоплутонический ареал находится на водоразделе рек Анадырь – Пенжино и является типичным представителем континентального магматизма. Распределение интрузивных тел и покровов характеризуется отчётливым очаговым строением, который подчёркивают радиально расположенные тектонические нарушения и деформации. Что является признаком вулканоплутонических купольных морфоструктур центрального типа (Дербек, 1987). Магматические образования ареала объединены в русскогорский комплекс, представленный покровной (трахибазальты, андезибазальты, андезиты, трахиандезиты, базальты, дациты, их туфы), субвулканической (аналоги покровной фации; диориты, гранодиориты, граниты с порфиоровыми структурами) и жерловой фациями. Субвулканы образуют многочисленные тела в виде штоков, лакколлитов,

лополитов, силлов и даек, площадью до 10 км². Туфоконгломераты и туфогравелиты формируют базальный горизонт в основании разреза лавовых потоков. Эоцен – олигоценый возраст покровов установлен по флористическим остаткам и радиологическим данным (K-Ar метод) – 28–46 млн лет; для субвулканических пород получены данные (K-Ar методом) 39–25 млн лет (Малышева и др., 2012).

Среди всех типов пород Русскогорского вулканоплутонического ареала преобладают базальты, которые по составу порфировых выделений разделяются на оливин-авгитовые, авгитовые, пироксен-роговообманковые, пироксен-плагноклазовые. Это в основном высокоглиноземистые ($Al_2O_3 > 17\%$) породы. Принадлежат известково-щелочной серии с низкой щелочностью натриевого профиля и высокой магнезиальностью (более 7%) при низких содержаниях K_2O (0.6–0.7%) и P_2O_5 (0.2–0.3%), умеренных концентраций TiO_2 . В породах умеренно повышены содержания Sr (500–850 г/т), Cr (240 г/т), Ni (130 г/т), заметно понижены концентрации таких показательных элементов, как Nb и Ta, а также – Ba (табл. 1). Геохимические характеристики указывают на их принадлежность к переходному типу образований, в которых устанавливаются как свойства пород надсубдукционного типа, так и внутриплитного.

Таблица 1.

К-ты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
I	46.02	1.77	12.74	10.50	0.12	6.99	9.74	4.43	2.29	1.22	100.10
II	46.32	2.73	12.95	11.44	0.17	10.50	8.79	3.65	2.21	0.84	100.16
Эл-ты	La	Ce	Th	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	Y
I	59.64	135.47	5.66	69.53	12.24	3.05	8.09	1.01	1.35	0.19	19
II	42.5	74.00	4.6	29.0	7.75	2.2	–	1.35	1.7	0.25	23
Эл-ты	Hf	Nb	Ta	Zr	Rb	Sr	Ba	Cr	Ni	Co	V
I	5.00	14.1	0.66	210	52	2436*	1250	159	125	38	268
II	4.85	49.5	4.80	227	32	674	450	550	257	56	201

Примечания. Нижнечетвертичные щелочные базальты (I) Русскогорского ареала и мыса Наварин (II) – среднее значение по двум представительным образцам по (Фёдоров, Филатова, 1999). 2436* – концентрация выше чувствительности прибора. (–) – данные отсутствуют. Определения состава (I) произведено в Институте Земной Кору (г. Иркутск), аналитик Т.А. Ясныгина.

Среди образований Русскогорского вулканоплутонического ареала в верховьях р. Круглокаменная – левый приток р. Майн, были установлены породы чёрного цвета (т.н. d1435), афирового облика с порфировой структурой и гиалиновой основной массой. Форма тела, предположительно, некк. Они прорывают покровные трахиандезиты русскогорского ареала. Порфировые выделения: оливин не более 2 % и диопсид ($Np^A = -29$, $2V_{Ng} = 0-3$) – 45 %. Матрица состоит из буровато-коричневого вулканического стекла (50 %) с показателем преломления ниже канадского бальзама (лейцит?). Аксессуарные минералы: титаномагнетит – 3–4 %, апатит – менее 1 %. Породы низкоглиноземистые ($Al_2O_3 = 12.74$ %, табл. 1) с повышенной щелочностью ($K_2O+Na_2O = 6.71$ %), калиево-натриевого типа (в базальтоидах русскогорского ареала сумма щелочей не превышает 4%). Высокомагнезиальные (6.99 %), высококалиевые, с высокими содержаниями P_2O_5 (1.22 %). По соотношению $SiO_2 - K_2O+Na_2O$ и по соотношению $SiO_2 - Nb/Y$, $Ti_2O - Y/Nb$ (Winchester, Floyd, 1976) они попадают в группу щелочных базальтов.

Щелочные базальты мыса Наварин залегают на покровных образованиях миоцена, а геохронологические определения их возраста составляют 1.59–1.46 млн лет (Колосков и др., 1992), что соответствует раннечетвертичному времени. Они представлены щелочным

оливиновыми базальтами и базанитами с порфириковой структурой, где фенокристаллы представлены оливином и клинопироксеном, при отсутствии или редко встречающемся плагиоклазе. В раскристаллизованном вулканическом стекле основной массы выделяются оливин, клинопироксены, титаномагнетит, редко – лейцит, характерно присутствие в лавах ксенолитов (иногда до 50 %) ультраосновных и основных пород (Колосков и др., 1992): шпинелевых лерцолитов, дунитов и оливинитов, зеленых пироксенитов, мелкозернистых габброидов, мегакристаллов авгита, энстатита и оливина (Федоров, 2006).

Как и щелочные базальты Русскогорского ареала, вулканы мыса Наварин относятся к калий-натриевой щелочной серии, характеризуются высокими концентрациями MgO до 16.60 %, $FeO_{tot} = 11.44$ %, $Ti_2O = 2.73$ % и P_2O_5 до 1.1 %. При низких концентрациях Al_2O_3 (11.3–14.4 %).

Как видно из таблицы 1, содержания петрогенных элементов в базальтоидах этих двух ареалов весьма близки, за исключением понижения содержаний Ti и Mg и незначительного повышения Ca, Na, K, P_2O_5 в породах Русскогорского ареала. Более заметно различие в концентрации микроэлементов (табл. 1). Почти в три раза возрастает содержание Sr и Ba в русскогорских базальтах, в них же увеличено присутствие Rb, Th и лантаноидов. Но концентрация таких элементов как Nb, Ta, Cr, Ni, Co – снизилась. А вот распределение редкоземельных элементов в базальтоидах этих ареалов сопоставимо. Оно имеет резко дифференцированный характер: для наваринских $(La/Sm)_n = 2.9-4.0$; $(La/Yb)_n = 16-21$, для русскогорских щелочных базальтов – $(La/Sm)_n = 3.1$; $(La/Yb)_n = 39$. Важным показателем является отношение $(La/Sm)_n_{PM}$, которое в базальтах горячих точек составляет более 1.8 (Schilling et al., 1983). В данном случае эти значения равны 2.49 для русскогорских и 3.5 для наваринских базальтов. Геохимические характеристики этих пород указывают на их формирование в результате плавления шпинель – грантовой литосферной мантии без участия коровой компоненты, что подтверждается соотношением Rb/Sr. Для континентальной коры и ее гранит-метаморфического слоя эти значения составляют соответственно 0.12 и 0.32, для нижней литосферы – 0.03. Для русскогорских щелочных базальтов Rb/Sr = 0.02, а для базальтоидов мыса Наварин Rb/Sr = 0.04.

По соотношению изотопов стронция – $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703420-0,703918$ и неодима – $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512881-0.512979$ (Федоров, 2006) щелочные базальты м. Наварин полностью соответствуют породам Гавайских островов по (Фор, 1989). По соотношению изотопов неодима $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512881-0.512979$ и Sm/Nd (Федоров, 2006) – они располагаются в поле на границе щелочных базальтов континентов и БСОХ, при значительном смещении к источнику НМУ (Иванов, 2010). А по изотопному составу свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.29-18.39$ и $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.487-15.543$ (Федоров, 2006) их фигуративные точки попадают в поле базальтов срединно-океанического рифта Северной Атлантики (Иванов, 2010), но эти же характеристики для содержащихся в них ксенолитов соответствуют полю провинции Колумбия Ривер, Северная Америка.

Присутствие ксенолитов ультраосновных пород в лавах свидетельствует о высокой скорости выноса расплавов на поверхность, что может противодействовать контаминации расплава литосферными компонентами. При сравнении распределения изотопно-геохимических характеристик вулканических пород Корякского нагорья с таковыми характеристиками пород Гавайских вулканов позволило (Федоров, 2006) согласиться с мнением (Cook et al., 2005), который считает, что смещение изотопных характеристик в сторону источника НМУ является следствием вовлечения в магматический процесс субконтинентальной литосферы, модернизированной “НМУ-плюмом”.

Структурно-тектоническая позиция нижнечетвертичных вулканических пород мыса Наварин подчеркнута их приуроченностью к северо-западным тектоническим нарушениям рифтогенного типа (рис. 1). Эти нарушения прослеживаются вкострости простирания основных структур региона, что указывает на их более позднее заложение.

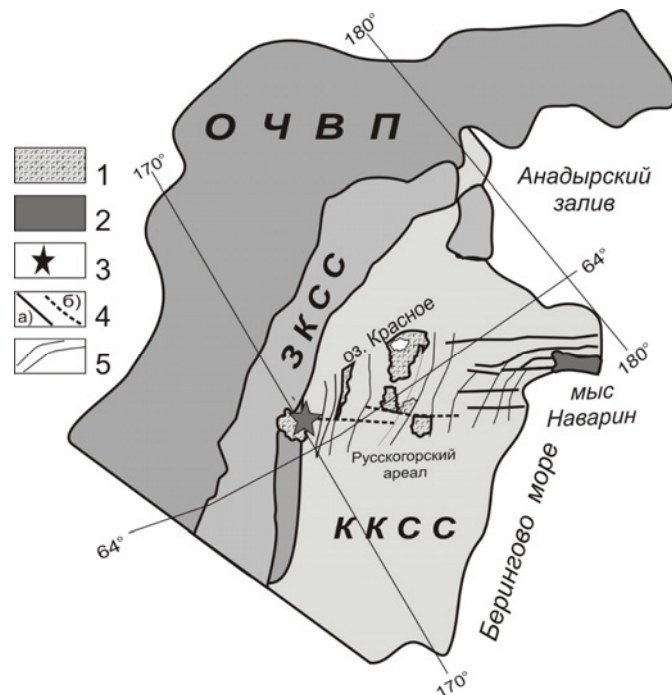


Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточного региона Евразии по (Соколов и др., 2001, Фёдоров, Филатова, 1999 с добавлениями). Область распространения известково-щелочных магматитов эоцен – олигоценового возраста (1), позднечетвертичных щелочных базальтов м. Наварин (2). Проявление щелочных базальтов (внемасштабное) в пределах Русскогорского ареала (3). Тектонические нарушения (4–5): контролирующие щелочной магматизм (4) а – достоверные, б – предполагаемые; прочие (5). Аббревиатура: ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, ЗКСС – Западно-Камчатская и ККСС – Корякско-Камчатская складчатые области.

Считается, что эти образования распространены только на побережье Берингова моря, а их становление связано с действием мантийного плюма (Колосков и др., 1992; Федоров, Филатова, 1999; Федоров, 2006; Колосков и др., 2017). Учитывая наличие в базальтоидах большого количества ксенолитов ультраосновных пород и их минералов (Колосков и др., 1992; Федоров, 2006; Колосков и др., 2017), можно предположить, что здесь формировалась центральная часть – «нога плюма». Известно, когда плюм достигает тугоплавкого слоя литосферы, он растекается по его подошве. Возможно, что именно в результате растекания плюма, магматический материал, продуцирующий раннечетвертичные вулканы мыса Наварин, явился источником и для щелочных базальтов Русскогорского ареала. Поднимаясь в верхнюю мантию, плюм обогащается веществом из переходной зоны – астеносферы и, растекаясь, из низов литосферы. В результате продукты магматизма, близкие по своим петрохимическим характеристикам, имеют различие в геохимических характеристиках. А выведение щелочных базальтов Русскогорского ареала на поверхность произошло, предположительно, по тектоническим рифтообразным нарушениям северо-западного простирания (рис. 1).

Литература:

Дербек И.М. Орогенный кайнозойский магматизм междуречья Пенжина – Анадырь / Петрология и рудоносность магматических, метаморфических и метасоматических комплексов Дальнего Востока и Сибири. Владивосток. 1987. С. 52–57.

Колосков А.В., Федоров П.И., Головин Д.И. и др. Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323, № 5. С. 904 – 907.

Иванов А.В. Глубинная геодинамика: границы процесса по геохимическим и петрологическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т.1. №1. С. 87–102.



Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В. Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона: два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеанская геология. 2017. Т.36, № 2. С. 17–31

Мальшева Г. М., Исаева Е. П., Тихомиров Ю. Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 – Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 226 с.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. Москва: ГЕОС. 2006. 327 с.

Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых - кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.

Фор Г. Основы изотопной геологии. Москва: Мир. 1989. 590 с.

Cook C., Roggen M., Briggs M et al. Petrology and Geochemistry of Intraplate Basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: Evidence for Two Coeval Magmas Suites from Distinct Sources // J. Petrol., 2005, V. 46 (3). P. 473–503.

Winchester, J. A., Floyd, P. A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters. 1976. V.28, Is.3. P. 459–469.

Schilling J.-K. et al. Petrologic variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // Am. J. Sci., 1983, V. 283. 510–586.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ АДАКИТОВЫЕ ГРАНИТЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Дербекко И.М.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия, derbeko@mail.ru

Закрывание Монголо-Охотского бассейна в позднемезозойское время сопровождалось почти непрерывными магматическими событиями. Наиболее ранние образования этого периода в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) представлены субщелочными гранитами ($J_3 - K_1$) адакитовой серии (Derbeko, Chugaev, 2020). Их формирование происходило в обстановке субдукции, а плавлению подвергались высоко метаморфизованные коровые образования. В составе источника родоначальных расплавов присутствовали как мантийное вещество, так и коровое (Derbeko, Chugaev, 2020). Близкие по петрохимическим характеристикам субщелочные граниты выделялись в северном обрамлении МООП. Но сонахождение этих пород среди докембрийских образований, определяло их раннепротерозойский (Мартынюк и др., 1990; Карсаков и др., 2005) или позднеархейский (Миронюк и др., 1996) возраст. В конце 90-х начале 2000-х годах появились прецизионные данные, указывающие на позднемезозойский возраст. Были получены данные (в млн лет): для гранитоидов Чубачинского массива (U-Pb метод по апатиту) – 146 ± 4 (Неймарк и др., 1996), по циркону $138 \pm 4,8$ (Ларин и др., 2001); 142.3 ± 3.4 , 143.9 ± 3.6 , 149.9 ± 3.6 Ма (Тимашков и др., 2015); для Гетканского массива – 138 ± 2 млн лет (Тимашков и др., 2015), 142.0 ± 2 Ма (Ларин и др., 2001) и Джелонского – 152 млн лет (данные ГС). Эти массивы отделены от МООП структурой Селенгоино-Станового супертеррейна (ССС), который вклинился между Джугджуро-Становым супертеррейном (ДСС) и МООП в кайнозой (рис. 1), после завершения в регионе всех магматических событий (Дербекко, 2019б). Наиболее изученный объект - Чубачинский плутон можно считать петротипом для выделяемого комплекса и, соответственно, назвать комплекс - чубачинский. Чубачинский массив субщелочных гранитов площадью 2000 кв. км по гравиметрическим данным (Степанов и др., 1899) имеет форму пологозалегающих пластин, надвинутых друг на

друга. Дырын-Уряхский и Гетканский массивы площадью около 400 кв. км, Джелонский – менее 50 кв. км.

В строении массивов присутствуют: субщелочные граниты и гранит-порфиры, граносиениты и граносиенит-порфиры, редко отмечаются граниты нормального ряда. Все породы высококалийевые, известково-щелочной серии, при $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ до 9.78 мас. %, с концентрациями $\text{Na}_2\text{O} > 4.4$ мас. % при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.02-1.58$, преимущественно магнезиальные, пералюминиевые ($\text{ASI} = 0.65-0.74$) и принадлежат к образования I-типа.

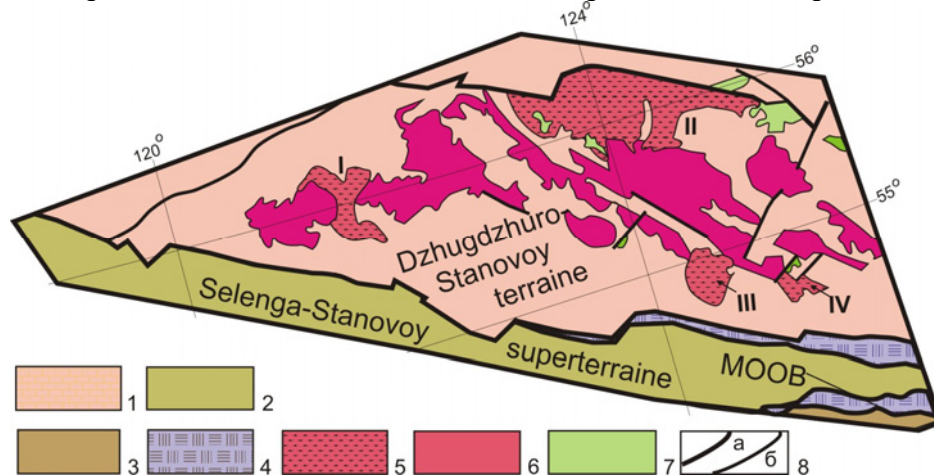


Рис. 1. Схема размещения адакитовых гранитов в северном обрамлении восточного фланга МООП. Пространственное положение массивов чубачинского комплекса (основа Геологическая карта..., 1999; данные автора). Условные обозначения: AR-PR образования ДСС (1). PZ-MZ₁ образования ССС (2). PZ образования МООП (3). Зоны меланжа как результат тектонических перестроек в КЗ по (Дербeko, 2019б) (4). Массивы: Дырын-Юряхский (I), Чубачинский (II), Гетканский (III), Джелонский (IV) 5. Раннемеловые гранитоиды (6) и комагматичные им вулканы (7). Тектонические границы (8): а) региональные, б) прочие.

Особенностью геохимического состава пород является: повышенные содержания Sr (до 1900 г/т), Ва (до 2750, иногда до 4700 г/т); частично повышены – Rb (до 73 г/т), Th (до 14 г/т); при пониженных Nb (4.0–11.0 г/т), Та (0.4–0.6 г/т) и при аномально низких HREE (в г/т): Tb (0.11 – 0.35), Dy (0.4–2.5), Ho (0.08–0.40); Er (0.22–0.68); Tm (0.03–0.09); Lu (0.02–0.09), а также Y (1.6–11) и Yb (0.02–0.09). Незначительно отличается поведение HREE в породах Джелонского массива: Tb повышается до 0.41, Dy (1.9–2.2), Ho (до 0.46); Er (1.12–1.22); Tm (0.20–0.18); Lu (0.18–0.23), Y (0.86–11.53), Yb (1.21–1.40) г/т. Здесь содержания HREE приближаются к нижней границе присутствия этих элементов в породах известково-щелочной серии. По всей вероятности, они являются переходными разновидностями от пород адакитовой серии к образованиям известково-щелочной серии. По содержанию LREE на хондрит нормализованных диаграммах устанавливается совпадение составов пород чубачинского комплекса с раннемеловыми (140–122 млн лет) гранитоидами дифференцированного известково-щелочного комплекса (тындинско-баккаранского) при резких различиях в концентрациях HREE и в соотношениях $(\text{La}/\text{Yb})_n$. Для пород тындинско-баккаранского комплекса $(\text{La}/\text{Yb})_n$ не превышает 20, а для чубачинского $(\text{La}/\text{Yb})_n = 22-110$ при наличии положительной Eu-ой аномалии или её отсутствии $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.78-3.49$. Геохимические характеристики гранитоидов чубачинского комплекса соответствуют определению «классические адакиты» по (Defant et al., 1992). Что подтверждается расположением фигуративных точек пород на диаграммах Sr/Y – Y (Defant et al., 1992) и $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Ybn}$ (Martin, 1999), где эти породы проецируются на поле типичных адакитовых серий мира. На диаграммах соотношения петрогенных и редких элементов их фигуративные точки попадают в поле высококремнеземистых адакитов.



По изотопно-геохимическим характеристикам они относятся к отрицательному ϵ_{Nd} – типу с $\epsilon_{Nd}(T) = (-18.5, -15.47, -14.0, -11.48)$ (Ларин и др., 2001; Стриха, 2012), при изменяющихся данных $T_{Nd}(DM-2st)$ от 2.5–1.9 млрд лет (Ларин и др., 2001; Стриха, 2012). Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляют 0.7071–0.7072 (Стриха, 2012). Это указывает на присутствие мантийного источника, роль которого, возможно, заключалась в плавлении нижней континентальной коры раннепротерозойского возраста с примесью архейского корового компонента. Данный факт подтверждается соотношением первичных изотопных составов Sr и Nd. Низкие содержания Y–Yb и высокие соотношения Sr/Y и La/Yb в рассматриваемых породах могут указывать на первоначальное плавление слэба. При этом, расплавы, поднимаясь к поверхности, проходили через высоко метаморфизованные докембрийские образования. Область развития пород чубачинского комплекса сложена раннедокембрийскими структурно-вещественными комплексами, для которых характерны повышенное присутствие пород основного состава (до 40 %) и многофазный высокобарный гранулитовый метаморфизм (Карсаков и др., 2005). Участие субдукционного магматического материала в формировании рассматриваемого комплекса подтверждается соотношением Th/La - Sm/La (Tommasini et al., 2011). Показано (Mohan et al., 2008), что породы с высоким соотношением La/Yb и низкой концентрацией Yb могут считаться производными плавления слэба в условиях субдукции, если для них характерны низкие соотношения V/Be в сочетании с высоким значением Nb/Ta. Для гранитоидов чубачинского комплекса эти значения составляют: V/Be=0.75–5; Nb/Ta = 10–25.

Происхождение чубачинских гранитоидов, как правило, связывалось с частичным плавлением при континентальной коллизии (Ларин и др., 2001; Антонов, 2008; Стриха, 2012). В работе (Martin, 2005) доказано, что формирование высококремнеземистых адакитов может быть результатом плавления базитового материала, обогащённого водой в условиях стабильности граната, который в дальнейшем подвергается влиянию мантийного перидотита; что эти породы могут формироваться в процессе внедрения мантийных масс в подошву континентальной коры: в процессе увеличения мощности аккреционной призмы за счёт деформации осадков океанической коры и их перемещения под континентальную окраину (литосферную плиту) в условиях субдукции.

По времени формирования гранитоиды чубачинского комплекса предшествовали становлению раннемелового надсубдукционного известково-щелочного комплекса: 140 – 128 млн. лет, а отчасти они совпадали по времени. Согласно позднемезозойской эволюции данного региона (Дербеко, 2019а), вполне вероятно, что формирование адакитового плутонического комплекса связано с закрытием Монголо-Охотского бассейна. Процесс был обусловлен встречным движением Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Это объясняет формирование подобных пород, как в северном (данное исследование), так и в южном обрамлении (Дербеко, Чугаев, 2020) пояса. Есть обоснования (Defant, 1992; Ломизе, 2003), что адакитовый магматизм напрямую связан с субдукционными процессами и соответствует его начальной стадии.

В результате проведённого анализа установлено:

- (1) В составе гранитоидов чубачинского комплекса присутствуют повышенные концентрации Sr и Ba, пониженные содержания Nb, Ta; аномально низкие концентрации HREE, а также Y и Yb. Для них характерно значительное фракционирование редкоземельных элементов, высокие соотношения Sr/Y, повышенные содержания Eu. Эти характеристики указывают на принадлежность гранитоидов чубачинского комплекса к породам типичным для образований адакитовых серий мира.
- (2) Формирование гранитоидов чубачинского комплекса происходило на начальном этапе субдукционного процесса. Когда спровоцированное встречным движением двух региональных геологических объектов: Сибирского и Северо-Китайского кратонов, закрытие Монголо-Охотского бассейна ещё не перешло в стадию орогенеза, а палеозойские –



раннемезозойские океанические отложения уже начали погружение под его северное и южное обрамления.

Литература:

- Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: «Гео». 2008. 250 с.
- Дербеко И.М. Роль субдукционных процессов при закрытии восточного звена Монголо-Охотского бассейна. II. Обрамление Монголо-Охотского орогенного пояса. Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ им Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2019а. С. 30–32.
- Дербеко И.М. Влияние взаимозависимых структур на постмезозойскую эволюцию восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса. Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2019б. Т. 1. С. 181–185.
- Дербеко И.М., Чугаев А.В. Позднемезозойские адакитовые граниты южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса: вещественный состав, геодинамические условия формирования // Геодинамика и тектонофизика. Т. 11. №3. С. 474–490.
- Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Горошко М.В. и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН. 2005. 264 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингрского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 417–432.
- Ломизе М.Г. Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах // Геотектоника. 2003. № 5. С. 73–88.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ЦТП ПГО «Дальгеология». 1990. 215 с.
- Миронюк Е.П., Пушкарев Ю.Д., Тимашков А.Н. и др. Изотопный возраст древнестановых плагиогранитов (Алданский щит) // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 6. С. 800–803.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Шалаев В.С., Сергеева Н.А., Гороховский Б.М. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 421–435.
- Степанов В.А., Стриха В.Е., Черемисин А.А. и др. Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия). Владивосток: Дальнаука. 1998. 209 с.
- Стриха В. Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Часть 1. Благовещенск. Издательство АмГУ. 2012. 187 с.
- Тимашков А.Н., Шатова Н. В., Бережная Н. Г. И др. Геохронологические исследования гранитоидов Становой складчатой области // Региональная геология и металлогения. 2015. № 61. С. 35–50.
- Defant M. J., Jackson T. E., Drummond M. S., De Boer J. Z., Bellon H., Feigenson M. D., Maury R. C., Stewart R. H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica // J. Geol. Soc. (London). 1992. V. 149. P. 569–579.
- Martin H., Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46 (3). P. 411–429.
- 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. V. 79. P. 1–24.
- Mohan M., Kamber B.S., Piercey S.J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 274. P. 479–488.
- Tommasini S., Conticelli S., Avanzinelli R. The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 301. P. 469–478.



ФОРМАЦИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ РИОЛИТОВ И ЕЁ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ СРЕДИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Диваев Ф.К., Мамиров Б.Р., Смыслов В.Ф., Хажигаев П.Б.
ГП «Институт минеральных ресурсов», Ташкент, Узбекистан,
divaev2749@mail.ru, b.mamirov.geol@mail.ru

В процессе многолетних работ по фациально-формационному анализу магматических пород Узбекистана авторам статьи пришлось столкнуться с некоторыми удивительными и довольно редкими вулканическими породами, для которых пока не нашлось места в Петрографическом кодексе России, несмотря на их, несомненно, первично магматическое происхождение. Породы эти представлены ультракалиевыми риолитами.

Формация ультракалиевых риолитов была выделена в ранге самостоятельного подразделения сравнительно недавно – в 70-х годах прошлого века в работах таких известных геологов М.Г. Руб, В.А. Баскина, Э.Д. Фромберг, Г.Ф. Яковлев и др. [1, 9–13]. Отличительные черты формации ультракалиевых риолитов – это аномально высокие содержания SiO_2 (74–80 %) и K_2O (до 8–10 %), при аномально низких содержаниях Na_2O (<1 %) и, соответственно, аномально высокие значения отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

При этом содержания остальных петрогенных окислов находятся в обычных рядовых содержаниях, что отличает эти породы от схожих с ними метасоматических пород – гумбеитов (табл. 1).

В доказательство их магматического происхождения приводятся следующие факты:

1. Они слагают, как правило, субвулканические тела (дайки, штокообразные тела) с секущими контактами и многочисленными апофизами;
2. Отсутствие вторичных изменений и экзоконтактовых ореолов вокруг тел такого состава;
3. Породы имеют афировое либо мелкопорфировое строение с первоначально стекловатой основной массой;
4. Присутствие двух-, и четырех минеральных ассоциаций вкрапленников (санидин, альбит-олигоклаз, кварц, биотит), свидетельствующих о равновесной, котектической кристаллизация расплавов. Иногда роль вкрапленников играют редкие сферолитовые зерна, образованные кварц-полевошпатовыми сростаниями, что свидетельствует о соответствии состава расплава кварц-полевошпатовой котектике;
5. Часто встречающиеся сфероидальные и флюидально-полосчатые текстуры, обусловленные широко распространенными эмульсионными выделениями пепловидной формы, образующими сложнопостроенные полосы и цепочки с резкими фазовыми границами;
6. Состав этих обособлений, сложенных стекловатым слабодевитрифицированным агрегатом, соответствует калиевому полево шпату (таблица);
7. Расплавные включения во вкрапленниках кварца по химическому составу близки эмульсионным обособлением базиса (таблица), что свидетельствует как о времени расщепления расплава (до кристаллизации вкрапленников кварца), так и об изначально ультракалиевом составе магмы;
8. В породах отсутствуют петрографические признаки автосоматической переработки;
9. Наличие вариолитов ультракалиевых риолитов в ферробазальтах Луны.

Породы, являющиеся представителями данной формации, развиты также и на территории Узбекистана. Ранее они были описаны в составе оясайского вулканогенного комплекса пермского возраста в Чаткало-Кураминском регионе, в составе ордовикского маставатского, и каменноугольного ойнамакского осадочно-вулканогенных комплексов



Южного Гиссара, на территории северных склонов гор Чакыл-Калян в составе верхнеордовикского шахриомонского комплекса и на южных склонах гор Каратюбе в составе пермского лючобского комплекса [2–6]. Внешний облик, минеральный и химический состав ультракалиевых риолитов во всех перечисленных комплексах примерно одинаков. Обычно это плотные массивные, реже, флюидальные породы розовато-серого, иногда красного цвета, у которых на фоне стекловатой либо фельзитовой основной массы четко выделяются мелкие редкие порфиновые выделения полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов. В отдельных разностях они имеют сферолитовую структуру.

Таблица 1. Химический состав ультракалиевых риолитов.

Номер п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
1	75,96	0,06	12,36	0,51	0,05	-	0,10	0,34	0,25	10,15	-	-
2	75,64	0,08	12,16	0,08	0,47	-	0,16	0,12	0,93	8,64	0,01	0,52
3	79,8	0,12	10,2	0,3	1,1	-	0,3	0,4	0,3	7,2	н.9.	н.9.
4	79	0,06	10,5	0,2	0,8	-	-	0,3	0,2	8,2	0,03	н.9.
5	77,9	0,22	11,6	0,74	0,37	0,03	-	0,2	0,9	6,6	0,01	н.9.
6	75,2	0,3	11,9	0,9	-	-	-	-	0,2	9,8	-	н.9.
7	76,6	0,10	11,4	0,97	0,63	0,03	-	0,36	0,60	8	0,009	0,30
8	74,7	0,45	12,3	1,7	0,4	0,01	0,30	0,30	0,38	8,4	н.9.	н.9.
9	74,11	0,22	12,04	1,46	0,88	0,04	0,21	0,37	0,33	9,80	н.9.	н.9.
10	64,33	н.9.	17,78	н.9.	0,23	н.9.	н.9.	0,30	0,31	13,34	н.9.	н.9.
11	64,32	н.9.	17,82	н.9.	0,21	н.9.	н.9.	0,29	0,31	13,06	н.9.	н.9.
12	76,15	0,68	11,47	-	2,99	0,15	0,07	1,60	0,14	6,69	0,15	н.9.
13	70,58	0,28	13,39	3,32	0,14	0,02	0,28	0,77	0,28	8,84	0,02	1,77
14	75,51	0,13	12,12	1,59	0,31	0,05	0,10	0,31	0,47	7,75	0,02	1,13
15	71,37	0,26	13,19	1,00	1,97	0,03	1,96	0,53	1,32	6,87	0,05	1,24
16	75,29	0,09	12,10	0,52	1,01	0,03	1,66	0,28	0,38	7,30	0,01	1,22
17	77,60	0,9	11,12	0,39	0,69	0,02	0,45	0,20	0,64	8,21	0,01	0,57
18	78,23	0,06	10,96	0,34	0,92	0,02	0,35	0,14	0,22	7,92	0,01	0,62
19	57,61	0,98	18,11	4,60	2,72	0,40	1,08	1,07	0,24	8,45	0,23	4,71
20	66,82	0,41	15,55	1,90	1,90	1,24	0,10	0,44	2,44	7,73	0,08	2,14
21	68,92	0,31	14,48	2,19	0,47	0,02	0,35	0,55	1,61	8,86	0,09	1,49
22	74,20	0,11	14,02	0,76	0,67	0,01	0,38	0,60	1,20	7,25	0,04	1,64
23	78,86	0,04	11,06	0,18	1,18	0,22	0,50	0,50	0,56	7,56	0,03	0,6

Примечание. Даубихинский штук, Южное Приморье [9]: 1 – фельзит, 2 – кварцевый порфир. Приморье [1]: 3 – риолит покровный, вулкан Лагерный, 4 – дайка риолита, месторождение Арсеньевское, 5 – риолит, экструзив Перевальный, 6 – дайка риолита, месторождение Санта-Барбара, Мексика, 7 – дайка фельзитов Приханкайский район, 8 – дайка риолитов, р.Партизанская. Рудный Алтай [11]: 9 – риолит субвулканический (среднее из 31-го анализа). 10 – пепловидное обособление в базисе, 11 – расплавленное включение во вкрапленнике кварца, 12 – вариолит риолитового состава в ферробазальте Луны [7], Кураминский хребет Тавакский экструзив [4]: 13 – риодациты (среднее из пяти). 14 – риолиты сферолитовые (среднее из 11). Маставатская свита (Южный Гиссар): 15 – риодацит покровный (среднее из 10), 16 – риолит покровный (среднее из 11), 17 – фельзит субвулканический (среднее из 12). Ойнамакская свита (Южный Гиссар): 18 – риолиты субвулканические. Зеравшанский хребет, шахриомонская свита: 19 – трахиты (среднее из 3), 20 – трахидациты (ср. из 6), 21 – трахириодациты (ср. из 5), 22 – трахириолиты (ср. из 6) горы Каратюбе, лючобская свита: 23 – субвулканические риолиты (ср. из 5).

Петрохимические особенности перечисленных комплексов аналогичны другим представителям формации (таблица), это высокие содержания SiO₂ и K₂O при крайне низких



содержаниях Na_2O . Ультракалиевые риолиты привлекают к себе внимание тем, что очень часто с ними бывают связаны рудопроявления и месторождения Au, Ag, Cu, Zn, Pb. (Мексика, Рудный Алтай, Приморье, Таджикистан – Большой Канимансур, Замбарак, Тарыэкан, Узбекистан–Чаирлы и др.). В тех же случаях, когда эти породы являются стерильными в отношении рудной минерализации, они являются высококачественным сырьём для фарфоровой промышленности.

Приведенные факты и описания пород формации ультракалиевых риолитов, обладающих удивительных сходством минерального и химического состава, независимо от возраста и места проявления, свидетельствуют о генетической самостоятельности этого типа пород и необходимости включения его в классификационные таблицы Петрографического кодекса.

Литература:

- Баскина В.А. Магматизм рудоконтролирующих структур Приморья. – М.: Наука, 1982. – 256 с.
- Биленский М.А. Некоторые особенности геологического строения Алтынтюпканского субвулкана // Узб.геол.журн. 1982. №2. с.7–10.
- Ганиев И.Н. Признаки ликвации и некоторые особенности механизма формирования сфероидальных обособлений в кислых вулканитах Гавасайского грабена // мат-лы Респ. науч.конф. «Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня». – Т., 2012. С.18–22.
- Диваев Ф.К., Михайлов В.В. Ультракалиевые риолиты восточного и южного Узбекистана и связанное с ними оруденение // Узб. геол. журн. 2008. № 4. с.16–20.
- Диваев Ф.К., Федоров Е.Г., Смыслов В.Ф. Формация ультракалиевых риолитов западного окончания Зеравшанского хребта // Сб. Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня. Ташкент: НИИМР 2013. С.23–26.
- Литвиновский Б.А., Карманов Н.С., Вапник Е. Генезис ультракалиевых кварцевых порфиров на севере Арабо-Нубийского щита. // Геология и геофизика. 2006. Т.47. № 11. с. 1123–1147.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Вариолиты и их петрогенетическое значение // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 5. с. 62–76.
- Потапьев В.В. Формация ультракалиевых липаритов Адрасманской вулканической мульды (Северный Тянь-Шань) // Изв. выш. уч. зав. «Геология и разведка». 1986. № 2.
- Руб. М.Г. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами (на примере Южного Приморья) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1960. № 1. с. 67–81.
- Фромберг Э.Д., Эйдельман Л.Е., Козлов С.А. О формации калиевых липаритов. // ДАН СССР. 1975. № 6. с. 129–130.
- Фромберг Э.Д. Петрологические особенности субвулканических комплексов восточной части Рудного Алтая. // Советская геология. 1980. № 9. с. 98–100.
- Фромберг Э.Д. О природе ультракалиевых липаритов. // ДАН СССР. 1980. Т. 253. № 3. с. 684–688.
- Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б. Флюидпорфировые комплексы подвижных зон. // Эволюция вулканизма в истории Земли. – М.: Наука, 1973. с. 30-32.

ВЯЗКОСТЬ ОНГОНИТОВОГО РАСПЛАВА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А.

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

Вязкость силикатных расплавов – один из наиболее важных реологических параметров, контролирующей динамику дегазации, переноса флюида и кристаллических фаз в магмах, скорости конвекционных потоков расплавов в магматических камерах и другие физико-химические процессы (Перетяжко, Савина, 2010; Dingwell, 2006; Giordano et al., 2004). Количество кристаллических фаз и свободного флюида, вариации макро-состава,

примесей H₂O, F, CO₂, Cl, B, S в силикатных расплавах, а также температура и давление в различной степени влияют на совокупную вязкость магм при их накоплении, перемещении и на стадии извержения (Giordano et al., 2008; Bourgue, Richet, 2001; Zimova, Webb, 2006). Вязкость силикатных расплавов изменяется в большом интервале значений от 10⁻¹ до 10¹⁵ Па·с. Например, расплавы, соответствующие безводным составам риолитов, имеют вязкость от 10^{11.8} Па·с при 750°C до 10^{14.8} Па·с при 650°C (Перетяжко и др., 2010). При температурах 750-650°C увеличение в риолитовом расплаве концентрации растворенной воды до 1 мас. % приводит лишь к небольшому снижению вязкости до 10^{8.7}-10^{10.4} Па·с. По данным (Giordano et al., 2021) вязкость дацитовых и риолитовых расплавов, содержащих < 1 мас. % H₂O, достигает 3.7-5.0 × 10⁹ Па·с при температуре 680°C. Вязкость водосодержащего (3.8–5.4 мас. % H₂O) гранитоидного расплава составляет 6.3-7.9 × 10⁵ Па·с при температурах 680–730°C (Персиков, 2019).

Существует несколько моделей расчета вязкости силикатных расплавов в зависимости от их макро-состава, содержания H₂O, F и температуры (Shaw, 1972; Persikov, 1991; Hui, Zhang, 2007; Giordano et al., 2008). Для расчетов вязкости онгонитового расплава мы использовали альтернативный метод, основанный на изучении динамики всплытия пузырей флюида в расплаве и уравнении Навье-Стокса:

$$\eta_m = gD^2(\rho_m - \rho_f)/12v,$$

где η_m – вязкость расплава (Па·с), ρ_m , ρ_f – плотности расплава и флюида (кг/м³), g – ускорение силы тяжести (9.81 м/с²), D – диаметр пузыря (м), v – скорость всплытия (м/с).

Необходимые для расчетов параметры были получены при изучении расплавных и флюидных включений (РВ и ФВ) в минералах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье). В фенокристаллах кварца и топаза из порфириновых онгонитов массива встречаются крупные (60–170 мкм) стекловатые РВ с несколькими деформированными флюидными пузырями и раскристаллизованные РВ, в процессе нагревания которых плавление твердых фаз происходило в интервале 400–700°C. Во всех РВ наблюдалось перемещение (всплытие) сферических пузырей флюида в объеме РВ, что указывает на низкую вязкость захваченного в них онгонитового расплава. Совместно с РВ в зонах роста минералов часто встречаются существенно-газовые ФВ, состоящие из преобладающего в объеме газового обособления и тонкой каймы раствора по стенкам. Ассоциация первичных РВ и ФВ является сингенетичной и образовалась при кристаллизации вкрапленников минералов в дегазирующем онгонитовом расплаве. Предполагается, что флюид в пузырях, захваченный расплавом в объеме РВ, и во ФВ имеет близкий состав и плотность. Состав силикатных стекол (т.е. онгонитового расплава) был определен микрозондовым методом после вскрытия РВ, а плотность флюида – по термокриометрическим свойствам ФВ.

В семи РВ из пяти образцов онгонитов на микроскопе OLYMPUS-BX51 измерялись расстояния, преодолеваемые всплывающими флюидными пузырями разного диаметра при изотермических выдержках. Время выдержки при температуре 700° С составляло от 3 до 6 часов. Для измерений выбиралось несколько пузырей (3–5 шт.), расположенных на различной глубине, свободно перемещающихся в объеме РВ, не касающихся друг друга и стенок включения. Определялись диаметр (рис. 1) и микронное расстояние от поверхности образца до пузырей (фокусировка по их наибольшему контуру). Препарат переворачивался, происходила изотермическая выдержка при 700°C и вновь измерялось расстояние до выбранных пузырей. Результаты измерений для нескольких пузырей флюида в РВ представлены в таблице 1 (табл.1).

Расчетная плотность флюида, захваченного в существенно газовых ФВ, по данным термометрии и расчетов в программе FLINCOR (Brown, 1989) составляет 0.050–0.297 г/см³. Поскольку большинство определений плотности флюида находится в интервале 0.110–0.180 г/см³, для вычисления вязкости расплава по уравнению Навье-Стокса использовалось среднее значение 0.145 г/см³.

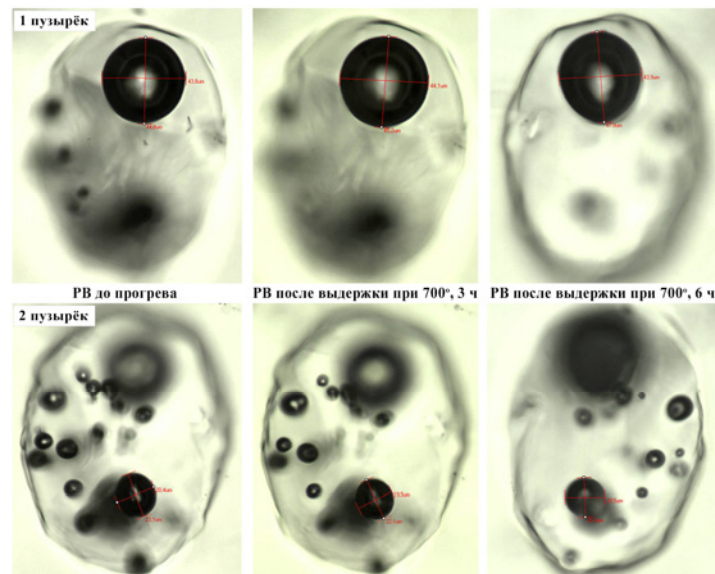


Рис.1. Диаметр пузырьков в расплавленном включении в кварце (обр. АРБ-359-2).

Таблица 1. Термометрический эксперимент с образцом АРБ-359-2.

Выдержка 3 ч, 700°С			
пузыри в РВ	расстояние, мкм	диаметр до нагрева, мкм	диаметр после нагрева, мкм
№1	7.1	43.8×44.8	44.1×45.2
№2	5.7	20.4×23.1	19.5×22.1
№3	7.0	26×29	25×27.3
№4	5.7	10.7×11.7	10.5×11.3
№5	5.7	9.5×10.9	8.2×8.4
Выдержка 6 ч, 700°С			
№1	8.6	44.1×45.2	43.9×47.8
№2	7.1	19.5×22.1	20.3×20.5
№3	4.2	25×27.3	26×26.4
№4	7.1	10.5×11.3	9.7×10.9
№5	7.1	8.2×8.4	5.7×5.7

Плотность онгонитового расплава была рассчитана по составу силикатных стекол в РВ методом, учитывающим изменение парциальных мольных объемов расплавленных оксидов в зависимости от температуры (Перетяжко, Савина, 2010; Lange, 1994). Плотность онгонитового расплава для температуры 700° С по данным СЭМ ЭДС анализов силикатных стекол РВ находится в интервале 2.129-2.325 г/см³ для кварца и 2.162–2.260 г/см³ для топаза (средние значения – 2.209 и 2.217 г/см³ соответственно). Вариации плотности расплава в 33 расплавных включениях из разных образцов онгонита были незначительны. В таблице 2 представлены значения вязкости расплавов, захваченных в РВ из кварца и топаза (табл. 2).

Таблица 2. Расчетные значения вязкости онгонитового расплава для 700° С.

Образец	кварц				топаз	
	АРБ-142-13	АРБ-353-2	АРБ-359-2	АРБ-359-3	АРБ-34-4	АРБ-369-2
Вязкость, η_m Па·с, $\times 10^3$	1.68-1.95	2.08-2.99	2.78-2.83	1.12-1.68	2.00-4.21	1.49-2.99



В результате проведенных исследований установлено, что вязкость богатого фтором (до 8 мас. %) и водой (до 10 мас. %) онгонитового расплава при 700°C составляет $1.12\text{--}2.99 \times 10^3$ Па·с для РВ в кварце и $1.49\text{--}4.21 \times 10^3$ Па·с для РВ в топазе. Расчетная вязкость онгонитового расплава по модели (Giordano et al., 2008) дает сопоставимые значения ($\eta_m = 10^3\text{--}10^4$ Па·с).

Для термометрических измерений использовалось оборудование Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература:

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Сук Н.И., Котельников А.Р., Сапожников А.Н., Шендрик Р.Ю. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // Петрология. 2020. Т. 28. №3. С. 254–279.

Персиков Э.С. Взаимосвязь относительной распространенности масс гранитов и риолитов в земной коре с закономерностями реологии гранитоидных магм // Петрология. 2019. Т. 27. №5. С. 496–502.

Bourgue E., Richet P. The effects of dissolved CO₂ on the density and viscosity of silicate melts: a preliminary study // Earth and Planetary Science Letters. 2001. Vol. 193. Issues 1–2. P. 57–68.

Brown P.E. FLINCOR: a fluid inclusion data reduction and exploration program // Second Biennial Pan-American Conf. on Research on Fluid Inclusions. Prog. Abstr. 1989. P. 14.

Dingwell D.B. Transport properties of magmas: Diffusion and rheology // Elements. 2006. Vol. 2. P. 281–286.

Giordano D., Romano C., Dingwell D.B., Poe B., Behrens H. The combined effects of water and fluorine on the viscosity of silicic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. Vol. 68. № 24. P. 5159–5168.

Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B. Viscosity of magmatic liquids: a model // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 271. P. 123–134.

Giordano D., Vona A., Gonzalez-Garcia D., Allabar A., Kolzenburg S., Polo L.A. et al. Viscosity of Palmas-type magmas of the Paraná Magmatic Province (Rio Grande do Sul State, Brazil): Implications for high-temperature silicic volcanism // Chemical Geology. 2021. Vol. 560. 119981.

Hui H., Zhang Y. Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. Vol. 71. P. 403–416.

Lange R.A. The effects of H₂O, CO₂ and F on the density and viscosity of silicate melts // Rev. Mineralogy. 1994. Vol. 30. P. 331–369.

Persikov E.S. The viscosity of magmatic liquids: Experiment generalized patterns, a model for calculation and prediction, applications // L.L. Perchuk, I. Kushiro (Eds.), Physical Chemistry of Magmas, Advances in Physical Chemistry, Springer, Berlin. 1991. Vol. 9. P. 1–40.

Shaw H.R. Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction // Am. J. Sci., 1972. Vol. 272. P. 870–893.

Zimova M., Webb S.L. The combined effects of chlorine and fluorine on the viscosity of aluminosilicate melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 71. P. 1553–1562.



ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ЮЖНО-СИБИРСКОМ ПОСТКОЛЛИЗИОННОМ МАГМАТИЧЕСКОМ ПОЯСЕ И ЕГО ПРИЧИНЫ

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, tatiana_donskaya@mail.ru

Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс выделен в южной части Сибирского кратона и фиксирует окончательную стадию становления кратона как единой структуры (Диденко и др., 2003; Ларин и др., 2003; Donskaya, 2020). Формирование пояса, возможно, также связано с объединением Сибирского кратона с Северо-Американским кратоном (Лаврентия) и кратоном Янцзы, вместе с которыми он в дальнейшем вошел в структуру палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (Didenko et al., 2009; Pisarevsky et al., 2021). Южно-Сибирский пояс протягивается от Ангаро-Канского выступа на западе до Алданского щита на востоке. Породы Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса представлены преимущественно гранитоидами и ассоциирующими с ними вулканитами кислого состава. Магматические образования основного и щелочного составов в пределах пояса присутствуют в подчиненном количестве.

Магматические породы Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса имеют ряд общих особенностей: (1) подавляющее большинство из них было сформировано в достаточно узком временном диапазоне – 1.88–1.84 млрд лет; (2) породы имеют одинаковую структурную позицию: все они пересекают ранее сформированные складчатые и деформированные образования различных террейнов южной части Сибирского кратона; (3) гранитоиды пояса формируют наиболее крупные массивы среди всех других раннепротерозойских гранитоидных комплексов кратона; (4) формирование всех рассматриваемых пород пояса происходило в общей геодинамической обстановке постколлизийного растяжения. В то же время анализ геохимических и изотопных данных показал, что имеются существенные различия в составах магматических пород в разных частях пояса, которые связаны не только с составами их источников, но и хорошо коррелируются с предшествующими формированию постколлизийных магматических пород стадиями становления структуры кратона.

Магматические породы юго-западной части Южно-Сибирского пояса (Ангаро-Канский, Бирюсинский, Шарыжалгайский выступы) характеризуются наибольшим разнообразием своих петрографических, геохимических и изотопных характеристик. Гранитоиды в различных массивах представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами, диоритами, тоналитами, двуслюдяными гранитами, лейкогранитами. Гранитоиды и вулканиты кислого состава обнаруживают геохимические характеристики близкие гранитам I-, S-, A-типов, а также значения $\epsilon_{Nd}(t)$, варьирующиеся от положительных (+2.2) до сильно отрицательных (-10.2) (Донская и др., 2005, 2014, 2019, 2020; Левицкий и др., 2002; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Туркина и др., 2006). Магматические породы основного состава в этой части пояса также обнаруживают варьирующиеся значения отношений несовместимых элементов и $\epsilon_{Nd}(t)$ (Донская и др., 2019, 2020; Мехоношин и др., 2016; Ivanov et al., 2019). Разнообразие составов постколлизийных магматических пород в юго-западной части Южно-Сибирского пояса может быть связано с их формированием непосредственно сразу после завершения коллизийных событий в этой части кратона (которое имело место здесь на интервале 1.91 – 1.87 млрд лет) в процессе коллапса сформированного орогенного сооружения, когда режим сжатия сменился на режим растяжения. Разнообразие магматических пород кислого состава могло быть обусловлено плавлением разнообразных субстратов, присутствующих в утолщенной литосфере сформированного орогена (Туркина и др., 2006; Донская и др., 2014, 2019; Donskaya, 2020). Разнообразие составов базитов могло



быть связано с отрывом субдукционного слэба после завершения предшествовавших коллизии субдукционно-аккреционных процессов, что привело к проникновению астеносферного материала, который мог являться источником для базитов и способствовать плавлению субконтинентальной литосферной мантии (Ivanov et al., 2019). Кроме того, поступление мантийного материала к основанию континентальной коры вызывало ее плавление, а также способствовало образованию смешанных (корово-мантийных) источников для гранитоидов.

Магматические породы юго-восточной части Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (Байкальский, Тонодский выступы и Алданский щит) характеризуются во многом сходными геохимическими характеристиками. Практически все гранитоиды и вулканиты кислого состава являются железистыми образованиями и по своим характеристикам близки гранитам А-типа (Донская и др., 2005, 2008, 2018; Неймарк и др., 1998; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006; Савельева, Базарова, 2012). Все магматические породы кислого состава в этой части пояса обнаруживают варьирующиеся отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ от -0.1 до -9.2 (Донская и др., 2005, 2008; Неймарк и др., 1998; Ларин, 2011; Gladkochub et al., 2009). Гранитоиды здесь представлены высокотемпературными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, а также рапакивиподобными гранитами и чарнокитами. Магматические породы основного состава в юго-восточной части пояса, а также карбонатиты Алданского щита имеют сходные отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ в диапазоне от -4.3 до -11.2, что наиболее вероятно отражает состав субконтинентальной литосферной мантии под этой частью Сибирского кратона, за счет плавления которой и были сформированы данные породы (Гонгальский и др., 2008; Неймарк и др., 1998; Шоханова и др., 2010; Doroshkevich et al., 2018). Геохимические характеристики гранитоидов и вулканитов юго-восточной части пояса оказались близки породам, формирующимся в обстановке внутриконтинентального (анорогенного) растяжения, что хорошо коррелируется с особенностями становления структуры юго-восточной части Сибирского кратона, так как в этой части кратона коллизионные события происходили на временном интервале 2.00 – 1.90 млрд лет, т.е. раньше, чем началось формирование пород Южно-Сибирского пояса. Завершение коллизионных событий в юго-западной части кратона привело к растяжению в пределах всей южной части Сибирского кратона, в том числе и в его юго-восточной части, и вызвало плавление нижней части континентальной коры с формированием расплавов кислого состава, а также плавление ранее сформированной субконтинентальной литосферной мантии, которая явилась источником для пород основного состава. Восточная (алданская) часть Южно-Сибирского пояса характеризуется помимо магматических пород кислого и основного составов присутствием щелочных карбонатитовых пород (Doroshkevich et al., 2018), а также большим количеством разнообразных близковозрастных породам Южно-Сибирского пояса месторождений. Это обстоятельство позволяет допускать, что данный участок литосферы Алданского супертеррейна мог дополнительно подвергнуться воздействию мантийного плюма с привнесом в верхние горизонты земной коры большого количества рудных компонентов.

Обобщая вышеизложенное можно сделать вывод о том, что в Южно-Сибирском постколлизийном магматическом поясе выделяются три главные зоны (юго-западная, юго-восточная, восточная (алданская)), магматизм которых имеет свои особенности, выразившиеся в геохимических и изотопных характеристиках рассматриваемых пород, которые являются отражением геодинамической специфики каждой упомянутой выше конкретной зоны постколлизийного магматического пояса.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00101).



Литература:

- Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. Москва: ИГЕМ РАН. 2008. С. 57–60.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибилова Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.
- Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. Петрогенезис и структурное положение раннепротерозойских чарнокитов татарниковского комплекса Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 391–412.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Львов П.А., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л. Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1. С. 18–40.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н., Львов П.А., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л. Раннепротерозойский базитовый магматизм Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (на примере Усть-Игнокского массива Урикско-Ийского грабена) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1165–1180.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб: Наука. 2011. 402 с.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Буддыгер В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады Академии наук. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.
- Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 717–731.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 139–164.
- Савельева В.Б., Базарова Е.П. Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 193–218.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 282–303.



Туркина О.М., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Nf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 181–199.

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, ЮЗ Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 489–513.

Шохорова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1049–1072.

Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // Geological Society of London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 145–163.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.

Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 154. P. 354–368.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Palaeoproterozoic to Eoarchean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 127–143.

Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfu F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatenkov V.M., Powerman V.I. Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting // Lithos. 2019. V. 328–329. P. 88–100.

Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. Precambrian paleogeography of Siberia // In: Pesonen, L.J., Salminen, J., Evans, D.A.D., Elming, S.-Å., Veikkolainen, T. (Eds.), Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. Elsevier, 2021.

ПЕТРОГРАФИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕТАВУЛКАНИТОВ АСЫНСКОГО БЛОКА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Доронина Н.А.¹, Некрасов Г.Е.²

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, dna48@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Россия, nekrasov@ginras.ru

Под высокомагнезиальными вулканитами понимают породы различных фаций (лавы, пирокласты, субвулканические образования) и серий (коматиитовая, бонинитовая и др.), содержащие в своем составе более 9 % MgO (Коматииты..., 1988). Высокомагнезиальные магмы – продукты высоких степеней плавления мантии, прорывающиеся к земной поверхности в результате деятельности плюма и претерпевающие контаминацию коровым материалом в промежуточных очагах. Для этих комплексов характерна ритмичная расслоенность с дифференциацией составов от ультраосновных до андезитов (риолитов?). Эпохи высокомагнезиального магматизма в геологической истории возникали и в докембрии, и в фанерозое.

В Западном Забайкалье такие породы были обнаружены в 2005 году в асынском блоке Ямбуйского ксенолита и ошибочно диагностированы как бониниты (Доронина, 2010). В 2008 году в ципиканской толще Багдарин-Ципинской подзоны опробован расслоенный силл метабазальтов с высокими содержаниями магния и хрома (Доронина, 2011). В задачи



настоящего сообщения входят петрографическая характеристика и определение формационной принадлежности мафических пород, залегающих в асынской свите.

Ямбу́йский ксенолит стратифицированных пород расположен на правом берегу р. Турка, в Турка-Курбинской структурно-формационной зоне Байкало-Витимской складчатой системы, выделенной в центральной части Западного Забайкалья (Руженцев, 2012). Ксенолит состоит из двух частей: неметаморфизованной Ямбу́йской ниже-среднепалеозойской и метаморфической Асынской, предположительно неопротерозойской, разделенных Абага-Оланской правосдвиговой сутурой. Асынский блок треугольной формы размером 8x8 км на юге и северо-западе ограничен разломами со сдвигово-сбросовой кинематикой, на востоке прорван палеозойскими интрузиями. Асынская метаморфическая свита, составляющая основной объем блока, сложена биотитовыми гнейсами андалузит и гранатсодержащими с прослоями известковых и доломитовых мраморов, вмещает согласные силлы амфиболитов мощностью 0.1–15 метров. Контакты силлов с вмещающими не наблюдались. Разломная зона (сутура) шириной 120–650 м, ограничивающая Асынский блок с северо-запада, представляет собой серпентинитовый меланж, включающий ультрабазиты и блоки пород асынской свиты. Ультрабазиты образуют серию сближенных дайкообразных тел мощностью от первых до 100 метров, прослеженных геофизическими методами на 4 км на северо-восток и пересеченных канавами и бурением на глубину до 200 м (Зеленый, 1976). Асынский блок пронизан дайками и штоками мусковитовых лейкогранитов зазинского комплекса с возрастом 268–343 млн лет (K-Ar метод по керну скважины, там же), мощность тел от первых сантиметров до 40 м. По данным бурения толща погружается на северо-запад под углами 55–80°. Опробование проведено в 2005 году по коренным обнажениям, канавам, элювию, в 2009 и 2020 годах преимущественно по элювию.

На классификационной диаграмме $Le\ Bas\ SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ мафические породы Асынского блока занимают поля от пикритов до андезитов. По содержанию магния, титана, алюминия, суммарной щелочности можно выделить два хемотипа метавулканитов нормальной щелочности: 1) низкомагнезиальные ($MgO < 9$ мас. %) базальты, андезибазальты, андезиты и 2) высокомагнезиальные ($MgO 9-19$ мас. %) андезибазальты; 3) низкощелочные базиты-ультрабазиты ($MgO 29.51-49.29$ мас. %); 4) низкомагнезиальные трахибазальты, щелочные базальты, долеритовые трахибазальты (табл. 1). Породы метаморфизованы, магматическая структура сохранилась только в последних.

Таблица 1. Основные типы мафических пород Асынского блока.

	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O+K ₂ O
1	Низкомагнезиальные амфиболиты n=15	45.93–60.42	0.81–1.62 (2.5)	12.47–16.07	5.44–8.85	2.54–3.56
2	Высокомагнезиальные амфиболиты n=11	49.25–57.77	0.25–1.21	7.19–14.2	9.74–18.57	1.14–2.89
3	Гарцбургиты n=15	40.63–49.5	0–0.05	0.11–1.73	39.89–49.29	0.01–0.04
	Лерцолиты n=1	46.94	0	0.35	42.95	0.2
	Оливиновые вебстериты, клинопироксениты, верлиты n=5	46.86–54.49	0.03–0.05	0.44–1.39	29.51–33.74	0.01–0.04
4	Трахибазальты, щелочные базальты n=2	43.24–47.91	1.42–1.62	29.29–15.25	6.16–8.79	7.05–4.54
5	Трахибазальт долеритовый n=1	48.8	2.8	17.82	4.71	5.58

Примечание: Анализы в мас. %, пересчитаны на 100 % без H₂O, CO₂.

Формационная принадлежность. По соотношениям $Al_2O_3-FeO_t+TiO_2-MgO$ низкомагнезиальные амфиболиты относятся к полю высокожелезистых толеитов, высокомагнезиальные – к высокомагнезиальным толеитам и коматиитовым базальтам; ультраосновные породы к базальтовым и пикритовым коматиитам (рис. 1А). Согласно классификации для пород коматиитовой серии первые можно считать толеитами, вторые низко и высокомагнезиальными андезибазальтами коматиитовой серии (рис. 1Б). На диаграммах поля их частично перекрываются. Вулканиды низко и высокомагнезиальные встречаются вместе и, хотя непрерывных обнажений нет, можно предположить расслоенность силлов: при опробовании вкрест простирания с учетом погружения толщи на северо-запад в т.н. 0585, 0589 содержания MgO, Cr, Ni от подошвы к кровле снижаются.

Минералогия, структура. Макроскопически и по петрографии вулканиды типов 1 и 2 аналогичны. Породы линзовидно-полосчатые, состоят из полос контрастного состава: амфибол (\pm ильменит, титанит, никелистый гётит, редко биотит, хлорит, эпидот, агрегаты титанита и рутила) и микрокристаллический агрегат плагиоклаза с амфиболом, турмалином. Цепочки апатитовых зерен подчеркивают первичную полосчатость. Кварц присутствует как вторичный минерал, выполняющий миндалины и прожилки. Присутствуют аксессуарные циркон, монацит. Вулканиды различаются магнезиальностью породообразующих амфиболов: в низкомагнезиальных $Mg\# = 0.55-0.62$, в высокомагнезиальных выше 0.64.

Во внутренней части Асынского блока (на удалении от сутурной зоны) структура амфиболитов нематогранобластовая, порфиробластовая, только в лейкократовых линзочках появляются радиально-лучистые хлориты. Амфиболы короткопризматические с редкими пойкилитами плагиоклаза, составы (TSi) варьируют в узких пределах. Вблизи сутурной зоны (в прилежащей полосе шириной около 100 м) при сохраняющемся полосчатом сложении и реликтовой миндалекаменной текстуре во всех образцах амфиболы образуют отчетливо проградные метельчатые, веерообразные, радиально-лучистые агрегаты (Рис. 2, 3). Лейкократовые полосы (от долей до 3 мм мощностью) состоят из криптокристаллического плагиоклаза.

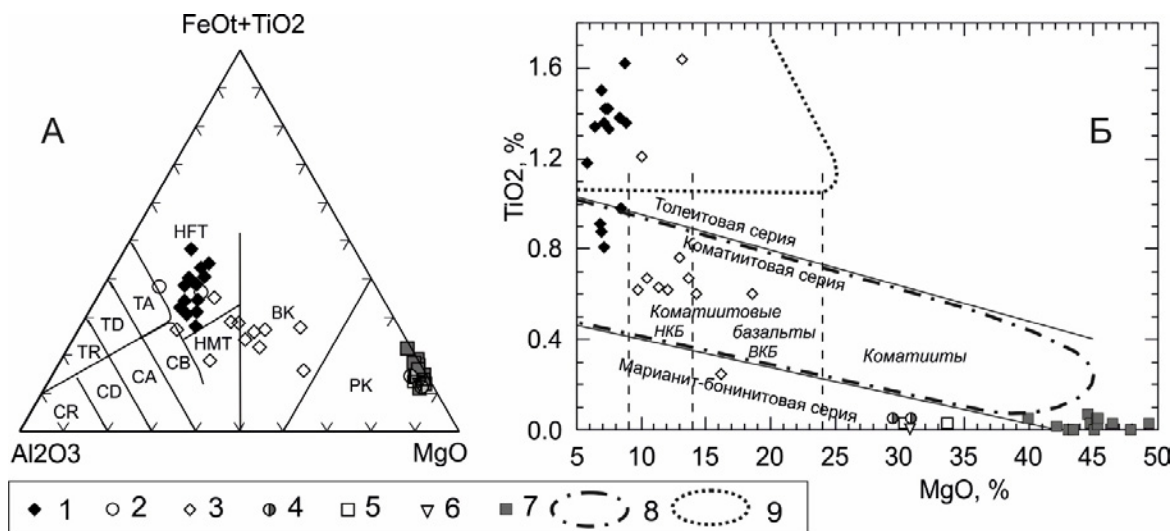


Рис. 1. Меланократовые породы Асынского блока: А - на диаграмме $Al_2O_3-FeO_t+TiO_2-MgO$ (Jensen, 1976); Б - на схеме классификации высокомагнезиальных вулканидов (Коматииты..., 1988). 1–7 – породы Асынского блока: 1 – толеиты; 2 – долеритовые трахибазальты; 3 – коматиитовые базальты; 4 – оливинные клинопироксениты; 5 – оливинные вебстериты; 6 – верлиты; 7 – гарцбургиты. Контурные поля на 1Б: 8 – коматиитовых серий и 9 – толеитовых (толеит-пикритовых) серий Балтийского щита; НКБ – низкомагнезиальные, ВКБ – высокомагнезиальные коматиитовые базальты.

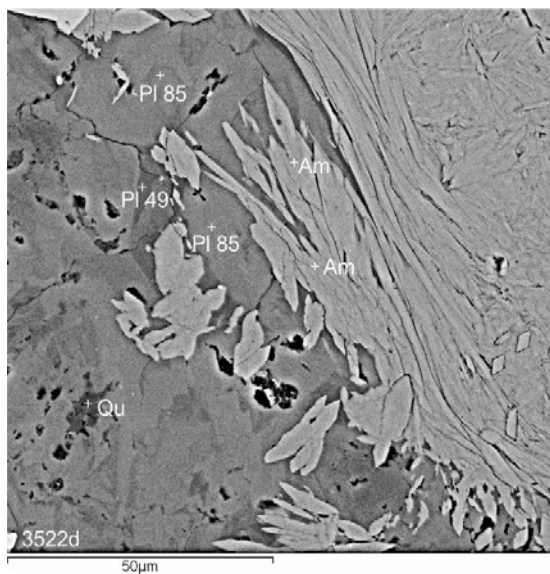


Рис. 2. Образец 3522d – ультраосновной пикробазальт (нормативный гарцбургит). Амфибол-плагиоклазовая ажурная кайма на контакте амфиболовой и лейкократовой полос. Амфибол – почти азональный тремолитовый актинолит – актинолит. Плагиоклаз в кайме амфибола № 85, на удалении № 49–55. Миндалины выполнены кварцем.

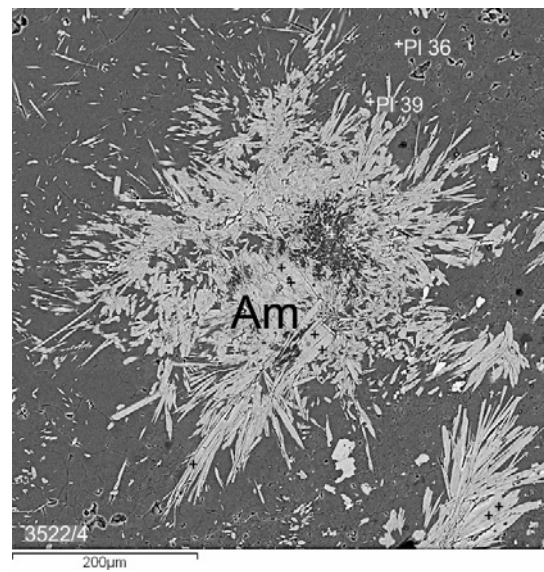


Рис. 3. Образец 3522/4 – низкомагнезиальный андезибазальт. Радиально-лучистые агрегаты амфибола в микрокристаллическом агрегате плагиоклаза.

В базитах-ультрабазитах (тип 3) в основной массе, состоящей из серпентина, талька, карбонатов, сохранились реликты хромшпинелидов, форстерита (7–11 % фаялита), редко пироксенов. По нормативному составу эти породы образуют две группы: перидотиты (гарцбургиты и близкие к ним лерцолиты) и промежуточные между перидотитами и пироксенитами, относящиеся к полям верлитов, оливиновых вебстеритов и клинопироксенитов. Акцессорные хромшпинелиды отчетливо зональны, образуют ряды составов от алюмохромитов (хромитов) до магнетитов. Оплавленное включение верлита в коматиитовом андезибазальте наблюдалось в образце 3522е. Оливин залечивает трещины в хромите, и, хотя минералы равновесны, хромит, возможно, кристаллизовался чуть раньше.

Выделение в отдельную группу (тип 4) трахибазальтов и щелочных базальтов обусловлено наличием в породе, наряду с амфиболовыми, прослоев, в которых преобладают биотит и продукты его разложения. Мощность слюдяных прослоев от 1.5 мм до 2 см. Структура трахибазальтов гетеролепидобластовая порфиробластовая, текстура миндалекаменная пятнисто-направленная сланцеватая. Многочисленные миндалины размером до 1 мм выполнены мусковитом. Плагиоклаз не встречен.

В трахибазальте (шлиф 0582/3) единственном, в котором сохранилась магматическая структура, вкрапленниками служат узкие лейсты лабрадора № 60, изометричные зерна клинопироксена (авгит-диопсида), железистого оливина (62–70 % Fo). Матрикс составляют серпентин, хлорит, магнезиальная роговая обманка (Mg# 0.75 TSi 7.2–7.05), магнетит (рудная сыпь), идингсит. Структура порфировая долеритовая, текстура массивная.

Во внутренней части Асынского блока амфиболиты метаморфизованы в высокотемпературной амфиболитовой фации. В сутурной зоне, ограничивающей с северо-запада Асынский блок, вулканы и мантийные ультраосновные породы претерпели



регрессивный, а затем проградный метаморфизм зеленосланцевой фации, вследствие которого сближались составы породообразующих амфиболов.

Возраст. Проба 9138 (53°06' 37.1" СШ 109°58'51.9"ВД) – ортосланец по низкомагнезиальному базальту анализировалась дважды (Руженцев, 2012). По результатам исследования цирконы разделились на две возрастные группы: пермско-верхнекаменноугольную (304.6–293 Ма, конкордия 296.8±2.6 Ма по 9 точкам) и верхнерифейскую (808–841 Ма, конкордия 820±7 Ма по 9 точкам). Кроме того, присутствуют единичные зерна рифейского (808, 725, 635 Ма), верхнедевонского (373 и 367 Ма), зональные зерна пермского (центр 291 – кайма 253 Ма) возраста. По нашему представлению, наиболее вероятен возраст 297 Ма, согласующийся с возрастом гранитоидов витимканского и лейкогранитов зазинского комплексов.

Проба 9123а (53°07' 42.0" СШ 109°58'21.7"ВД) – ортосланец по магнезиальному андезибазальту (MgO 11.4 мас. %). Кристаллы цирконов и обломки корродированные, трещиноватые, округлые, в большинстве зерен магматическая зональность нарушена кавернами и пятнами метамиктных изменений. Идиоморфных кристаллов нет, следовательно, нет цирконов, отвечающих времени вулканизма.

Выводы. Химические составы высокомагнезиальных амфиболитов Асынского блока позволяют отнести их к коматиитовой серии – образованиям континентального рифтогенеза пермско-верхнекаменноугольного возраста. Коматиитовые андезибазальты и низкомагнезиальные толеитовые базальты представляют единый вулканогенный комплекс, сформировавшийся в результате плавления мантийного вещества и последующей кристаллизационной дифференциации. Радиально-лучистые структуры в метавулканитах образовались позднее вследствие динамометаморфизма вблизи сутурной зоны.

Работа выполнена при поддержке проекта ААА-Ф21-121011890029-4. В процессе работы использовалось оборудование ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (Улан-Удэ). Авторы благодарят операторов Е.А. Хромову и Е.В. Ходыреву за проведение минералогического анализа.

Литература:

Доронина Н.А., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г и др. ТР-параметры и возраст метаморфизма Ямбуйского блока (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 1. С. 98–100.

Доронина Н.А. Геохимические особенности метаморфизованных базитовых силлов Ципиканского участка // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции. Якутск, 2011. Т. I. С. 29 – 34.

Зеленый Э.Н., Хрусталеv В.К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ямбуй - Ина – Кыджимит (верховья). Отчет Зумбурукской и Верхне-Ямбуйской ПСП. – Улан-Удэ: БГУ, 1976. Т. 1.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканиды раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

Руженцев С.В. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 1976. 66 p.



ЭО-ПАЛЕОАРХЕЙСКИЕ МЕТАКОМАТИИТЫ САРМАТИИ И ИХ СРАВНЕНИЕ С КОМАТИИТАМИ ДРУГИХ КРАТОНОВ

Егорова Ю.С., Лобач-Жученко С.Б.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, axohux2014@gmail.com

Архейские коматииты Сарматского кратона представлены двумя возрастными группами: мезоархейской (2.9–3.2 млрд лет, Лобач-Жученко и др., 2017 и ссылки в ней) и эо-палеоархейской (> 3.2 млрд лет, Лобач-Жученко и др., 2021 в печати, и ссылки в ней)). Первые имеют широкое распространение и входят в состав зеленокаменных поясов (з/к) Среднеприднепровской и Приазовской провинций Украинского щита (УЩ) и Курского блока Воронежского Кристаллического Массива (ВКМ). Более древние метавулканиды коматиит-базальтового состава относятся к днестровско-бугской серии раннего архея и в виде полос и линз различной мощности перемежаются с гнейсоэндебитами на юго-западе кратона. Для одного из таких тектонических фрагментов метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщи в гнейсоэндебитах Побужского комплекса УЩ нами был установлен возраст ~3.63 млрд лет (U-Pb, SHRIMP II, Лобач-Жученко и др., 2019), согласующийся с Sm-Nd и Lu-Hf изотопными данными для вулканитов (Лобач-Жученко и др., 2021 в печати) и U-Pb изотопными данными для детритовых цирконов кварцитов (Бибикова и др., 2013), входящих в состав этого тектонического фрагмента. На этом основании метакоматииты Побужского комплекса Сарматии относятся к древнейшим коматиитам мира и могут быть сопоставлены с коматиитами Зап. Австралии – гр. Кунтеруна (3.5 млрд лет) и Рут Велл (3.28 млрд лет), пояса Барбертон в Юж. Африке (3.48 млрд лет), кратонов Сингхбхум (3.34 млрд лет) и Дхарвар (3.35 млрд лет) в Индии.

Древнейшие метакоматииты Сарматии неоднократно метаморфизованы (Бибикова и др., 2013; Балтыбаев и др., 2014 и др) и представлены шпинель содержащими двупироксеновыми и амфибол-пироксеновыми гранулитами: $Op_x (En_{72-75}) + Cp_x (\#mg\ 83-84)$ до 95%, $Prg (\#mg\ 72-74)$ от 0 до 30%, $Al-Spl (\#mg\ 30-53, \#Cr\ 20-3)$ до 5%, $\pm Hbl, Ap, Mgt, Sulf$. Они содержат (в пересчете на сухой остаток): $MgO\ 18.6-23.6\ мас.\ \%, SiO_2\ 44-50.6\ мас.\ \%, TiO_2\ 0.35-1\ мас.\ \%, Na_2O + K_2O < 2\ мас.\ \%$ и характеризуются высокими концентрациями REE ($\sum\ 15-52\ ppm$), имеют фракционированное распределение REE: $(La/Yb)_n = 1.2-1.9$, $(La/Sm)_n = 1.1-1.4$, $(Gd/Yb)_n = 1-1.4$. Содержащие больше амфибола метакоматииты отличаются повышенными концентрациями Al_2O_3, TiO_2, CaO , щелочей, P, REE, LILE, HFSE, при более низких – $SiO_2, MgO, FeO, Cr, Ni, ATM$ и имеют промежуточный состав между шпинель содержащими двупироксеновыми гранулитами (метакоматиитами) и плагиоклаз содержащими двупироксеновыми гранулитами (метакоматиитовыми базальтами). Возможно, это связано с первичной неоднородностью (дифференциацией) внутри лавового потока, которая была подчеркнута в ходе метаморфизма, либо обусловлено неравномерной флюидной проработкой. В изученной толще отсутствуют высокомагнезиальные оливин-нормативные разности коматиитов, что может быть связано с ее плохой сохранностью в результате многократных тектонических процессов, а также с плохой обнаженностью.

Сравнение эо-палеоархейских коматиитов Побужского комплекса УЩ (кратон Сарматия) с древнейшими коматиитами других кратонов направлено на установление регионального сходства и различий коматиитов для оценки состава мантии и условий формирования расплавов. Наряду с этим, представляет интерес сравнение состава древних и молодых коматиитов для оценки этих же параметров во времени.

Соотношение $MgO-FeO$ (рис. 1а). Палеоархейские коматииты (залитые знаки) на графике $MgO-FeO$ образуют четкий тренд с небольшими вариациями относительно MgO . Метакоматииты Сарматии от коматиитов Индии и Австралии отличают более высокие

концентрации железа, более близкие к таковым в коматиитах пояса Барбертон. Мезо-неоархейские коматииты отличает широкий разброс содержаний FeO при равном содержании MgO. Наибольшими вариациями в составе выделяются коматииты Фенноскандинавского щита (рис. 1а), что может быть связано с различием в составе и условиях плавления источника, а также с ассимиляцией корового материала (Вревский, 2018).

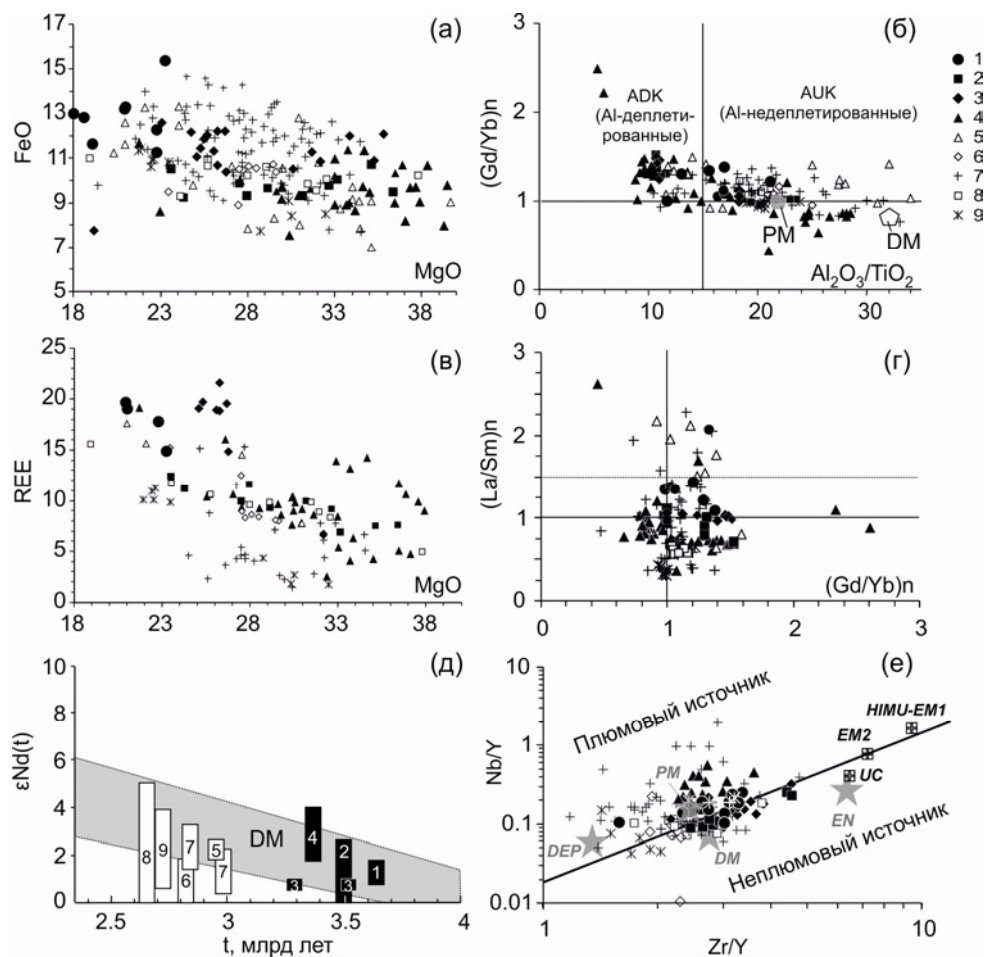


Рис. 1. Сравнение эо-палеоархейских метакоматиитов Сарматии с архейскими коматиитами других кратонов. Условные обозначения: 1–4 палеоархейские метакоматииты: 1 – Побужский комплекс ~3.63 млрд лет (УЩ, кратон Сарматия) (Лобач-Жученко и др., 2014; в печати), 2 – з/к пояса Барбертон, 3.48 млрд лет (кратон Каапваль, Юж. Африка) (Sossi et al., 2016), 3 – гр. Кунтеруна, 3.5 млрд лет и Рут Велл, 3.28 млрд лет (кратон Пилбара, Зап. Австралия) (Sossi et al., 2016), 4 – р-н Капили, 3.34 млрд лет (кратон Сингхбхум), и гр. Саргур, 3.35 млрд лет (кратон Дхарвар) в Индии (Jayananda et al., 2008; Chaudhuri et al., 2017); 5–9 нео- мезоархейские коматииты: 5 – Среднеприднепровская и Приазовская провинции, 3.0–3.2 млрд лет (УЩ) и Курский блок, 2.98 млрд лет (ВКМ), кратон Сарматия (Артеменко, Самборская, 2009; Рыборак, Альбеков, 2015), 6 – з/к пояса Белингве, 2.7–2.9 млрд лет (кратон Зимбабве, Африка) (Sossi et al., 2016); 7 – р-н Манро Тауншип, 2.7 млрд лет, пояс Абитибби (кратон Сьюпериор, Канада) (Sossi et al., 2016), 8 – р-н Камбалда, 2.7 млрд лет (кратон Илгарн, Австралия) (Sossi et al., 2016), 9 – Водлозерский домен, 2.9–3.0 млрд лет, Костомукшский з/к пояса, Западно-Карельский домен, 2.84–2.81 млрд лет, з/к пояса Кольского п-ва, 2.79 млрд лет (Фенноскандинавский щит) (Arestova et al., 2003; Вревский, 2018). На рис. д (Condie, 2005): DEP – глубинно деплетированная мантия, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия (“обогащенный компонент”), PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, EM1, EM2 – обогащенная мантия.

Индекс ATM (Al_2O_3/TiO_2). Важным параметром, отмечающим степень деплетированности коматиитового расплава глиноземом, является отношение Al_2O_3/TiO_2 . Используется также соотношение: Al_2O_3/TiO_2 vs $(Gd/Yb)_n$ (рис. 1б). Как следует из результатов исследования (Sossi et al., 2016) низкие концентрации Al и HREE в ADK (ATM 10; $(Gd/Yb)_n < 1$) обусловлены плавлением источника при P 8–13 кБар в присутствии граната, F 30%, а состав AUK (ATM 20 и $(Gd/Yb)_n$ около 1) – с плавлением источника при меньших давлениях в отсутствие граната. Ранее применение этих параметров привело к выводу, об уменьшении деплетированности коматиитов (глубины генерации расплавов) во времени. Большой объем новых данных по коматиитам различных кратонов показал весьма сложную картину распределения этих параметров во времени (Sossi et al., 2016; Chaudhuri et al., 2017 и др). Состав эо-палеоархейских метакоматиитов Сарматии: $ATM=12-21$; $CaO/Al_2O_3 < 1$, при $Al_2O_3 = 6-7\%$ (в наименее измененных породах) соответствует $P \sim 6$ кБар (Sossi et al., 2016)). На рис. 1б они лежат между ADK и AUK типами, в то время как палеоархейские коматииты з/к пояса Барбертон, кратона Сингхбхум и кратона Пилбара относятся к обоим типам. Среди мезо-неоархейских коматиитов преобладают в различной степени Al- недеплетированные. Коматииты Фенноскандинавского щита значительно варьируют по составу, отражая разные условия формирования в различных структурах (Вревский, 2018).

Содержание REE. В ряде работ высказано представление о большем содержании REE и особенно HREE в древних коматиитах по сравнению с неоархейскими (Lesnov, 2010; Sossi et al., 2016 и др). Рис. 1в демонстрирует обогащение REE палеоархейских коматиитов по отношению к мезо- и неоархейским, особенно коматиитов Сарматии, з/к пояса Барбертон и кратона Сингхбхум. Коматииты кратонов Пилбара и Дхарвар содержат меньше REE и близки к мезо- неоархейским коматиитам. Среди последних выделяется группа коматиитов Кольского п-ва и Канадского щита, крайне обедненных REE.

$(Gd/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$. Б.-М. Джан с коллегами (Jahn et al., 1982) предложили на основании двух главных геохимических параметров: $(Gd/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$ разделить коматииты на группы и классы по степени обогащения-обеднения H- и LREE. Анализируя имеющийся к тому времени материал, авторы пришли к выводу об изменении во времени этих отношений. Анализ более полного объема данных (рис. 1г) указывает, что палеоархейские коматииты с отношением $(La/Sm)_n$ 0.71–1.42 обогащены LREE в сравнении с мезо- и неоархейскими коматиитами, отношение $(La/Sm)_n$ которых < 1 за редким исключением, как это и предполагалось ранее (Jahn, 1982; Lesnov, 2010 и др.). Палеоархейские коматииты Сарматии наиболее обогащены LREE (рис. 1г). Единичные составы коматиитов с $(La/Sm)_n > 1.5$, вероятно, обусловлены привнесением LREE во время контаминации или наложенных процессов.

$\epsilon Nd(t)$. Анализ значений $\epsilon Nd(t)$ (рис. 1д) показал, что эо- палеоархейские метакоматииты Сарматии, как и большая часть архейских коматиитов имели умеренно деплетированный мантийный источник. Для мезо- неоархейских коматиитов можно отметить большие вариации в изотопном составе Nd со смещением в сторону коровых значений. Возможно, это связано с более низким содержанием в них LREE, что делает эти породы более чувствительными к коровой контаминации радиогенным неодимом.

$Zr/Y - Nb/Y$. На рис. 1е эо- палеоархейские метакоматииты Сарматии, как и большинство палеоархейских коматиитов занимают область между составами PM и DM с незначительным смещением в сторону EM2. Нео-мезархейские коматииты имели более деплетированный источник, поле их составов, наоборот, смещается в сторону источника DEP (рис. 1е). При этом положение всех архейских коматиитов свидетельствует об их плюмовом происхождении.

Заключение. Древнейшие метакоматииты Сарматии (Побужский комплекс, УЩ) с возрастом ~3.63 млрд лет содержат MgO 18.6–23.6 мас. %, ср. $Al_2O_3/TiO_2 = 17$; $CaO/Al_2O_3 <$



1, обогащены REE (II гр. 5 класс по (Jahn et al., 1982)), по основным геохимическим критериям соответствуют палеоархейским коматиитам других кратонов и наиболее близки по составу коматиитам з/к пояса Барбертон, 3.48 млрд лет (кратон Каапваль, Юж. Африка). Нео-мезархейские коматииты имели более деплетированный и менее глубинный источник.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMNU-2019-0001.

Литература:

Артеменко Г.В., Самборская И.А. Геохимические отличия перидотитовых и пироксенитовых коматиитов зеленокаменных поясов Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита // Минерал. жур. Киев. 2009. Т. 31. № 2. С. 13–19.

Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Богомолов Е.С. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита – древнейших вулканитов фундамента Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 33–44.

Бибикина Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Nf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия. 2013. № 2. С. 99–121.

Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюмлитосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. Т. 26. №2. С.116–129.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Вревский А.Б. и др. Происхождение кристаллосланцев Побужского гранулитового комплекса Украинского щита // Региональная геология и металлогения. 2014. №.59. С. 15–27.

Лобач-Жученко С.Б., Рыборак М.В., Салтыкова Т.Е. и др. Формирование континентальной коры Сарматии в архее // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 12. С. 1886-1914. DOI 10.15372/GiG20171204.

Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Марин Ю.Б. и др. Палеоархейский U–PB (SIMS SHRIMP-II)-возраст мафических гранулитов Побужского комплекса Украинского щита // Доклады академии наук. 2019. Т.484. №3. С. 88–91.

Лобач-Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Егорова Ю.С., Сергеев С.А., Каулина Т.В., Салтыкова Т.Е. Этапы базит-ультрабазитового магматизма Сарматии от палеоархея до палеопротерозоя // Геология и геофизика. В печати.

Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Петрогенезис коматиит-толеитовой ассоциации позднеархейских зеленокаменных поясов Курского блока Сарматии // Вестник ВГУ. Геология. 2015. № 1. С. 53–60.

Arestova N.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Gus'kova E.G. Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian shield as a reflection of plume magmatism: geochemical types and formation stages // RJES. 2003. V. 5. № 3. P. 145–163.

Chaudhuri T., Satish-Kumar M., Mazumder R., Biswas S. Geochemistry and Sm-Nd isotopic characteristics of the Paleoarchean Komatiites from Singhbhum Craton, Eastern India and their implications // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 385–402.

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.

Jahn B., Gruau G. & Glikson A.Y. Komatiites of the Onverwacht group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution // Contrib Mineral Petrol. 1982. V. 80. P. 25–40.

Jayananda M. Kano T., Peucat J.-J., Channabasappa S. 3.35 Ga komatiite volcanism in the western Dharwar craton, southern India: Constraints from Nd isotopes and whole-rock geochemistry // Precambrian Research. 2008. V.162. P.160–179.

Lesnov F.P. Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals. 2010. 560 p.

Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W., Nebel O., Hergt J.M., Campbell I.H., Davies, D.R. Petrogenesis and Geochemistry of Archean Komatiites // Journal of Petrology. 2016. V. 57(1). P. 147–184. doi:10.1093/petrology/egw004



НОВЫЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ОРОГЕН НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО СУПРАКРУСТАЛЬНЫМ ПОРОДАМ И ГРАНИТОИДАМ ВЯТСКОГО ПОЯСА

*Ерофеева К.Г.^{1,2}, Самсонов А.В.¹, Спиридонов В.А.³, Постников А.В.⁴, Вовшина А.Ю.⁵,
Ларионов А.Н.⁵, Павлова Т.А.¹, Борисовский С.Е.¹, Голованова Т.И.¹, Дубенский А.С.²,
Шешуков В.С.², Лянунов С.М.²*

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
Россия, henin.erofeeva@ya.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ФГУП Государственный научный центр РФ «ВНИИгеосистем», Москва, Россия

⁴Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁵Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Перекрытый мощным осадочным чехлом Волго-Уральский сегмент Восточно-Европейского кратона (ВЕК) рассматривается как агломерат архейских блоков, которые претерпели разную степень тектонической переработки в палеопротерозойское время (Bogdanova et al, 2016). В северо-восточной части Волго-Уральского сегмента по комплексу геофизических данных и результатам изучения керн скважин был выделен метаосадочный Вятский пояс, который рассматривается как внутрикратонный прогиб (Богданова, 1986; Глубинное строение..., 2010; Bogdanova et al, 2016). В структурном плане Вятский пояс образует линейно-вытянутую узкую полосу, зажатую между крупными архейскими блоками. Пояс сложен отложениями унийской толщи, в центральной части инъецированными гранитоидными интрузивами талицкого комплекса. В докладе будут приведены результаты комплексных исследований супракрустальных пород и гранитоидов Вятского пояса, которые дают основания пересмотреть тектоническую позицию этой структуры на северо-востоке ВЕК.

Отложения унийской толщи и талицкого комплекса изучены по керновому материалу нескольких скважин, вскрывших фундамент в центральной части Вятского пояса (скважины Уни-3 и Уни-50; Колобово-2, Рехино-9). Унийские скважины вскрыли разнообразные по минеральному составу графитсодержащие тонкозернистые биотитовые, гранат-амфиболовые, гранат-биотитовые двуслюдяные сланцы и гранат-биотитовые гнейсы. В тонкозернистых сланцах встречаются линзы и прослои, сложенные аналогичными по составу, но более крупными зернами кварца и плагиоклаза (An_{25-29}). В гнейсах зерна плагиоклаза (An_{28-52}) слабозональны и замещены вторичными минералами, реже встречаются зерна с полисинтетическим двойникованием. Породы в разрезах Унийских скважин часто мигматизированы. Скважина Колобово-2 вскрыла ортогнейсы с сохранными порфитовыми структурами. Вкрапленники размером до 3 мм сложены плагиоклазом с осцилляторной зональностью (An_{61-64} центр, An_{50-54} край зерна.), реже присутствуют зерна с четким полисинтетическим двойникованием. В разрезе скважины чередуясь в породах встречаются линзы амфиболов с графитом.

Гранитоиды талицкого комплекса формируют небольшие жилкообразные тела в поле распространения метаосадков унийской толщи (скважины Колобово-2 и Рехино-9), и представлены крупно-среднезернистыми двуслюдяными трондьемитами.

Все изученные породы унийской толщи при вариациях SiO_2 от 59.3 до 71.1 вес. %, формируют единые закономерные тренды: с ростом SiO_2 в породах резко снижаются содержания Al_2O_3 и Fe_2O_{3tot} , MgO , TiO_2 . Ортогнейсы скважины Колобово-2 по составу отвечают андезитам-дацитам известково-щелочной серии и характеризуются наиболее низкими значениями SiA 50-56, относительно метаосадков Унийских скважин (55–64).



Низкие значения CIA указывают на невысокую степень выветривания пород источника(ов) сноса (Nesbitt, Young 1982; Fedo et al., 1995). Низкое значение ICF (0.93–1.27) в породах указывает на их формирование из источника, в составе которого преобладал незрелый материал, обедненный Al-содержащими минералами (Fedo et al., 1995).

На мультиэлементных диаграммах все изученные супракрусты имеют близкое распределение редких и рассеянных элементов, обладая умеренно фракционированными спектрами ($(La/Sm)_N = 3.2-4.0$, $(Gd/Yb)_N = 1.6-2.2$), слабо выраженными отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* = 0.7-0.86$) и Zr, и более значимыми Nb ($Nb/Nb^* = 0.23-0.31$), Sr и Ti. Устойчиво проявленные отрицательные аномалии HFSE (Nb, Ti, Zr) могут указывать либо на контаминацию коровым веществом, либо на надсубдукционный генезис пород источника. La/Th отношение и содержание Hf в супракрустах указывают на их формирование в островодужных обстановках (Floyd, Leveridge, 1987), что также подтверждается положением фигуративных точек их составов на дискриминационных диаграммах Verma, Armstrong-Altrin (2013).

Гранитоиды Талицкого комплекса по составу отвечают высокоглиноземистым трондьемитам и имеют повышенные содержания кремнезема и щелочей с преобладанием Na, пониженными – Ca, Ti, Al, Fe и Sr. Их мультиэлементные спектры обогащены LREE ($(La/Sm)_N = 4.0-4.9$) и HREE ($(Gd/Yb)_N = 0.95-2.96$). Однако в целом распределение РЗЭ схоже с таковым для пород унийской толщи, что позволяет рассматривать их как S-граниты, образованные при плавлении метаосадочных пород.

По результатам Sm-Nd изотопных исследований породы унийской толщи имеют близкие величины модельных возрастов T_{NdDM} от 2.09 до 2.19 млрд лет, что указывает на палеопротерозойский возраст мантийного источника пород без значимого вклада более древней архейской коры. Такой же Sm-Nd модельный возраст T_{NdDM} от 2.14 до 2.15 млрд лет имеют и гранитоиды Талицкого комплекса.

Для детализации возможных источников сноса для пород унийской толщи проведено U-Pb датирование детритовых зерен циркона разных размерных фракций для трех образцов из скважин Уни-3 и -50; Колобово-2. Для циркона крупной фракции (0.25+ –0.1 мм) было проведено изотопное датирование методом LA-ICP-MS, для мелкого циркона (фракция 0.1+ –0.05) – на SHRIMP II. Изотопное датирование гранитоидов талицкого комплекса проведено методом SHRIMP II.

Цирконы из метаосадочных пород унийской толщи имеют разнообразную морфологию с преобладанием коротко- и длиннопризматических зерен с неровной и ямчатыми гранями и сильно сглаженными ребрами и вершинами. Большая часть зерен характеризуется осцилляторной зональностью, единичные – содержат ксеногенные ядра. Некоторые цирконы имеют узкие метамиктные зоны, подчеркивающие осцилляторную зональность, реже встречаются метамиктные ядра (?) и целиком метамиктные зерна. При сопоставлении наборов значений возрастов зерен цирконов из разных проб с применением KS-теста высокое значение коэффициента p (для фракции 0.25+ –0.1 мм: 0.21, 0.53 и 1.0; для фракции 0.1+ –0.05 мм: 0.47, 0.93, 0.94) указывает на 95%-ую вероятность сходства возрастных наборов и позволяет рассматривать полученные наборы как единый провенанс-сигнал. Распределение возрастов (120 опр., $|D| < 5\%$) для фракции 0.25+ –0.1 мм имеет пик в 2098 млн лет, для фракции 0.1+ –0.05 (78 опр., $|D| < 10\%$) – пик с возрастом 2088 млн лет. В двух размерных фракциях циркона из пробы скважины Уни-50 присутствует древняя компонента (3 опр.) с палеопротерозойскими (2.23, 2.35 млрд лет) и архейским (2.91 млрд лет) возрастными.

Цирконы гранитоидов талицкого комплекса имеют разнообразную морфологию с преобладанием короткопризматических и бипирамидальных кристаллов. Встречаются зерна с однородным внутренним строением, с грубой и тонкой осцилляторной зональностью.



Некоторые зерна содержат явно ксеногенные ядра. Не смотря на столь значительную неоднородность, для каждой из проб U-Pb изотопный анализ разных по морфологии кристаллов и их разных частей, включая оболочки и ядра, не выявил их значимой возрастной гетерогенности, зафиксировав два значения возраста гранитоидов 2051 ± 12 и 2085 ± 9 млн лет.

Палеопротерозойские модельные Sm-Nd возрасты супракрустов унийской толщи и прорывающих гранитоидов, а также близкие палеопротерозойские возрасты циркона в метаосадках исключает значимое участие архейской коры в их образовании. Осадки унийской толщи должны были формироваться при разрушении однородного палеопротерозойского ювенильного источника, расположенного на океанической коре вдали от архейских континентальных масс. Такое условие могло быть реализовано, если образование осадков унийской толщи происходило при разрушении внутриокеанических островных дуг, что подтверждается геохимическими данными. Наблюдаемая ныне структурная позиция ювенильных палеопротерозойских пород Вятского пояса, зажатого между архейскими блоками, позволяет рассматривать этот пояс как палеопротерозойский ороген.

По структурной позиции, минералогическому составу, геохимическим и изотопно-геохимическим параметрам, отложения унийской толщи схожи с породами воронцовской серии, которые слагают обширный палеопротерозойский Волго-Донской пояс расположенный в западном обрамлении Волго-Уральского сегмента (например, Богданова, 1986; Глубинное строение..., 2010; Bogdanova et al, 2016). Отложения воронцовской серии в тектоническом плане представляют собой мощную аккреционную призму, сформировавшуюся на активной континентальной окраине 2100–2170 млн лет назад (Щипанский и др., 2007; Савко и др., 2011; Terentiev, Santosh, 2016). Учитывая несколько более молодой возраст супракрустальных пород Вятского пояса, можно говорить о различиях возраста субдукционных процессов, происходивших в океанических бассейнах с запада и с востока от архейского Волго-Уральского блока.

Литература:

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента) // Труды ГИН АН СССР 408. М.: Наука, 1986. С. 224.

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. / Гл. ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.

Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестн. Воронеж. Ун-та. Геология. 2011. № 1. С. 70–94.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

Bhatia M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

Bogdanova S.V., Gorbatshev R. and Garetsky R.G. EUROPE | East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier, 2016.

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

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implication for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.

Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. 1987. V. 144. P. 531–542.

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.



Terentiev R. A., Santosh M. Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics // *Int. Geol. Rev.* 2016. V. 58. № 9. P. 1108–1126.

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.

Wang B.Q., Wang W., Zhou M.F. Provenance and tectonic setting of the Triassic Yidun Group, the Yidun terrane // *Tibet. Geosci. Front.* 2013. V. 4. P. 765–777.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА НА ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТ ГРАНОДИОРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Ефремов С.В.

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

Породы тоналит-трондъемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГА) докембрия являются важным и, в большинстве случаев, единственным источником информации о ранних этапах эволюции Земли. Это определяет стремление многих исследователей к их изучению на протяжении последних пятидесяти лет.

Большинство исследователей рассматривает эти породы в качестве продуктов плавления базитового протолита при высоких температуре и давлении (в условиях стабильности минералов эклогитового парагенезиса). Для их разделения использованы геохимические характеристики, отражающие перераспределение химических элементов (Al, Na, Sr, LREE, HREE, Y) между расплавом и перитектическими фазами (плагиоклаз, клинопироксен, гранат) образующимися при инконгруэнтном плавлении амфибола (Moyen, Martin, 2012).

На основе этих представлений создана классификация, включающая в себя высокобарические (HP), среднебарические (MP) и низкобарические (LP) ТТГА, поставленные в соответствие конкретной геодинамической позиции (HP - субдукция; MP - горячая субдукция, коллизия с последующей эксгумацией, деляминация нижней коры; LP - орогенный коллапс, либо плавление базальтов океанических плато под воздействием плюма) (Moyen, Martin, 2012).

Использование подобных классификаций требует жестких доказательств первичности геохимических характеристик ТТГА. Обусловлено это тем, что все докембрийские ТТГА претерпели метаморфизм амфиболитовой, либо гранулитовой фаций, сопровождавшийся их плавлением. Подобное плавление также ведет к фракционированию химических элементов используемых для классификации ТТГА, что может привести к неоправданным генетическим интерпретациям и геодинамическим построениям.

Объектом исследования являлись породы ТТГА Онотского и Булунского блоков, входящих в состав Шарыжалгайского краевого выступа Сибирской платформы и ТТГА Гарганской глыбы в пределах ее складчатого обрамления.

Породы ТТГА Онотского блока претерпели метаморфизм амфиболитовой фации, представлены мигматизированными плагиогнейсами и плагиогранитами, возраст этих пород определен U/Pb методом по цирконам колеблется около 3,4 млрд лет (Бибикова и др., 2006). Булунский блок сложен мигматизированными плагиогнейсами, плагиогранитами, претерпевшими метаморфизм амфиболитовой фации, возраст плагиогнейсов определен U/Pb методом по цирконам составил 3,25, а плагиогранитов, 3,3 млрд лет (Туркина и др., 2009).

Породы ТТГА Гарганской глыбы также претерпели метаморфизм амфиболитовой фации, они представлены мигматизированными плагиогнейсами, возраст этих пород определенный U/Pb методом по цирконам составил 2,72 млрд лет (Анисимова и др., 2009).

При физиографическом и геохимическом изучении пород ТТГ ассоциаций в пределах Гарганской глыбы и Онотского блока были выделены три разновидности пород переслаивающихся в пределах единой толщи. Лейкократовые плагиогнейсы (обогащенные лейкосомой), тонкополосчатые плагиогнейсы (тонкое переслаивание «светлых» и «темных» полос в равных пропорциях), меланократовые плагиогнейсы (обогащенные меланосомой).

По своим геохимическим характеристикам (рис. 1), лейкократовые плагиогнейсы соответствуют НР ТТГА, тонкополосчатые гнейсы МР ТТГА, меланократовые гнейсы ЛР ТТГА. Аналогичные зависимости были выявлены и для пород Булунского блока (данные взяты из работы (Туркина и др., 2009).

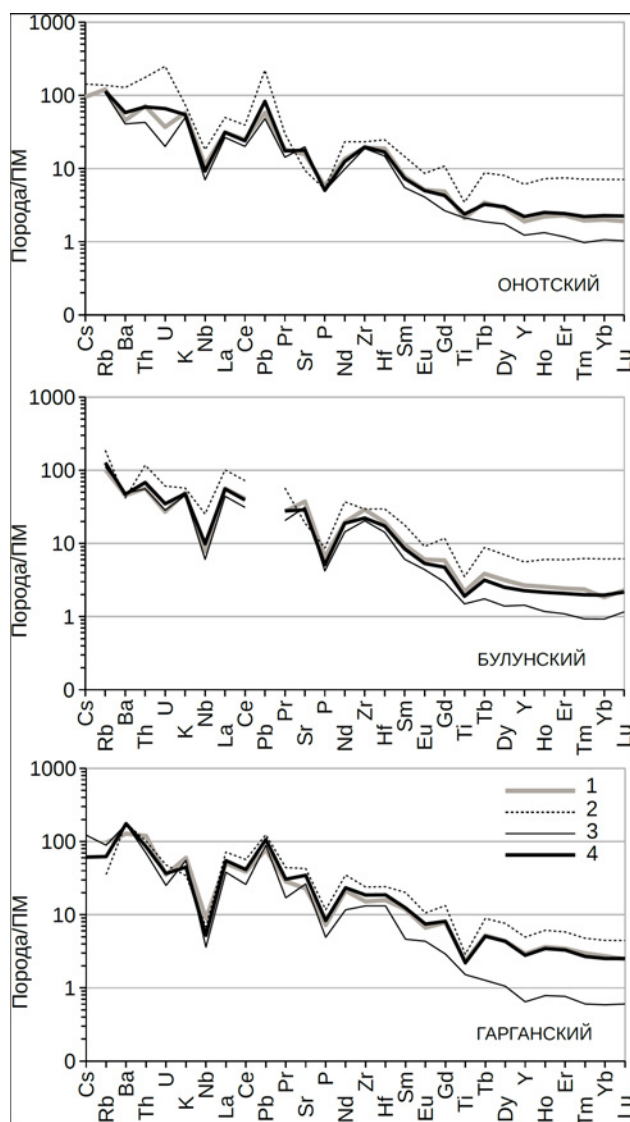


Рис. 1. Геохимические спектры средних составов разновидностей пород в пределах ТТГА Онотского, Булунского блоков и Гарганской глыбы. 1 - тонкополосчатые плагиогнейсы («исходный протолит»); 2 - меланократовые плагиогнейсы («рестит»); лейкократовые плагиогнейсы («расплав»); 4 - модельный состав ($0,2 \cdot \text{рестит} + 0,8 \cdot \text{расплав}$ для Онотского и Булунского блока, $0,5 \cdot \text{рестит} + 0,5 \cdot \text{расплав}$ для Гарганской глыбы). ПМ - примитивная мантия по (Mc Donough, Sun, 1995).

Согласно принятым приемам интерпретации, протолиты этих пород образовались при разном давлении и должны быть связаны с различными геодинамическими событиями, что не вполне реально. Учитывая то, что эти зависимости выявлены в разновозрастных блоках имеющих различную геологическую позицию, подобные совпадения нельзя считать случайными и мы должны искать другие причины эволюции составов в пределах этих толщ.

Учитывая то, что породы подверглись ультраметаморфизму, наиболее реальным является механизм расслоения исходной толщи при ее частичном плавлении. С этих позиций, лейкократовые плагиогнейсы могут рассматриваться в качестве зон сегрегации расплава, меланократовые гнейсы как зона сегрегации реститовых фаз, а тонкополосчатые плагиогнейсы, как оценка состава протолита не претерпевшая обогащения расплавом, либо реститовыми фазами.

В качестве иллюстрации этого процесса на диаграммах рис. 1, приведены модельные составы рассчитанные по формулам $0,2 \cdot \text{рестит} + 0,8 \cdot \text{расплав}$ для пород Онотского и Булунского блоков и $0,5 \cdot \text{рестит} + 0,5 \cdot \text{расплав}$ для пород Гарганской глыбы. Мы видим, что эти составы практически идентичны средним составам тонкополосчатых плагиогнейсов. Это говорит о том, что все разновидности пород толщи могли образоваться при ее частичном плавлении и последующей сегрегации расплавов и темноцветных минералов.

Наиболее наглядно процесс расслоения единой толщи может быть проиллюстрирован с помощью изотопных данных. На рис. 2 приведена диаграмма $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для пород Булунского блока (данные из работы (Туркина и др., 2009), где точки составов пород («рестит», «расплав», «протолит») слагают изохрону, угол наклона которой соответствует возрасту 1831 млн лет, $I_{(1831)} = 0,50934$, СКВО = 0,77.

Учитывая реальный возраст этих пород (3,25 млрд лет, U/Pb по цирконам), и возможность сопоставить вновь полученную датировку с конкретным геологическим событием (коллизия (Туркина и др., 2009), можно, с большой долей вероятности, говорить о том, что она отражают время метаморфизма/ магматического расслоения исходной толщи.

Действительно, при пересчете на этот возраст, составы пород ложатся на горизонтальную линию, что указывает на соответствие изохронной модели и полную перестройку изотопных часов. При этом происходит гетерогенизация/расслоение исходной толщи с образованием «расплавов» и «реститов» имеющих разные Sm/Nd отношения при одинаковом $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, точки составов которых «сдвигаются» в разные стороны от исходного состава (рис. 2). С этого времени источник становится гетерогенным.

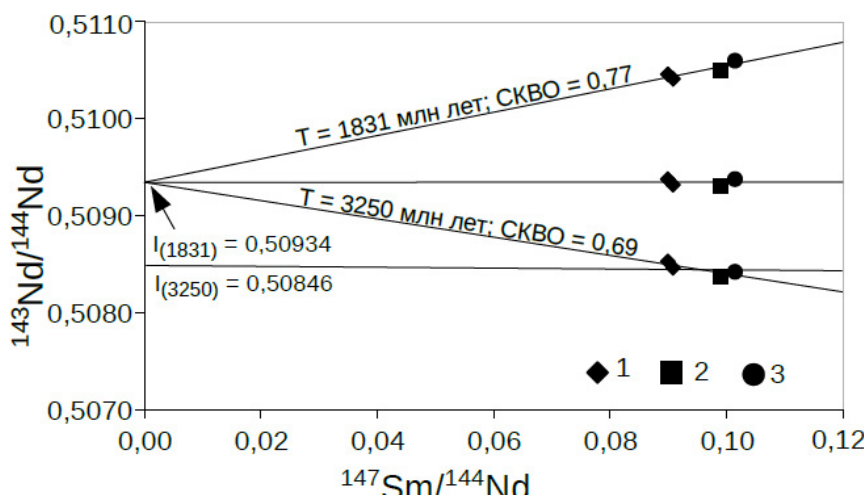


Рис. 2. Диаграмма $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для плагиогнейсов Булунского блока. 1 - тронджемиты («расплав»); 2 - тоналиты («исходный протолит»); 3 - гранодиориты («рестит»).

То, что случай трансформации геохимических характеристик ТТГА при ультраметаморфизме не является единичным можно проиллюстрировать с помощью диаграммы $\text{Ce} - \text{Ce}/\text{Pb}$, приведенной на рис. 3. Она содержит поля составов N-MORB, OIB, предполагаемых источников ТТГА, поле составов продуктов плавления этих базальтов в высокobarических условиях ($P > 2.0$ ГПа) от 5 до 100%, поле эволюции составов докембрийских ТТГА мира, точки составов ТТГА Онетского блока и Гарганской глыбы.

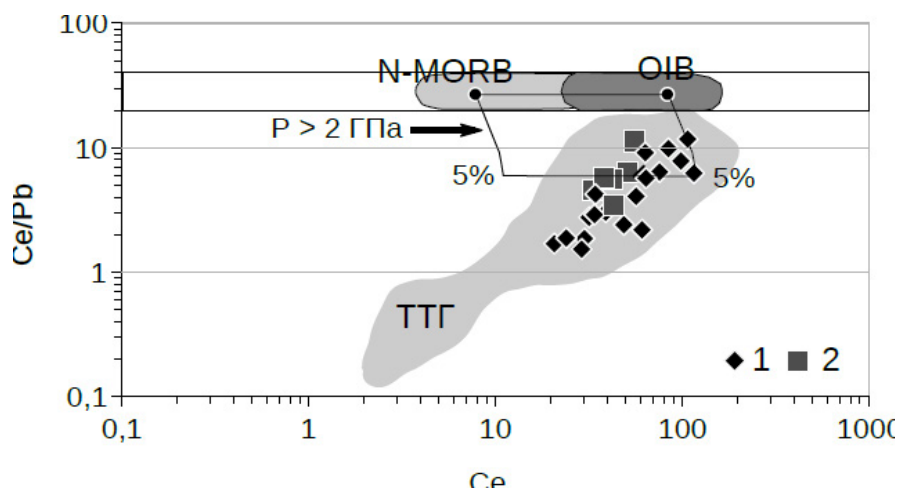


Рис. 3. Диаграмма $\text{Ce} - \text{Ce}/\text{Pb}$ для ТТГА мира. Поля составов: N-MORB, OIB по (Brenan et al, 1995); поле плавления этих пород от 5 до 100% при давлении > 2 ГПа (рассчитано с использованием коэффициентов распределения и пропорции реститовых фаз из работы (Martin et al., 2014); поле составов ТТГА мира (база данных (Moyen, 2011)). 1 - ТТГА Гарганской глыбы. 2 - ТТГА Онетского блока.

Мы видим, что только небольшая часть составов соответствует представлениям об образовании за счет плавления базитового протолита в заданных условиях, остальные должны рассматриваться в качестве продуктов плавления кислых коровых протолитов.

Приведенные данные показывают, что в большинстве случаев составы пород ТТГА не являются первичными. Их геохимическая и изотопная характеристики были изменены в процессе высокоградиентного метаморфизма и отражают перераспределение химических элементов между фазами при частичном плавлении исходной геологической толщи.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (№0350-2016-0029) при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области, проект № 17-45-388083 p_a, РФФИ проект № 17-05-00399a.

Литература:

- Moyen, J.-F., Martin, H., Forty years of TTG research. *Lithos*. 2012. 148. P. 312–336.
 Moyen, J.-F. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*. 2011. 123. P. 21–36.
 Бибикина Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онетского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология. *Геохимия*. 2006. 3. С. 347–352.
 Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // *Изотопные системы и время геологических процессов: Мат. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии*. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 34–35.



Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. (2009) Палеоархейский тоналит-грандьемитовый комплекс северо-западной части Шарьжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): Результаты U-Pb и Sm-Nd исследования. Геология и геофизика. 50. 1. С. 21–37.

Brenan J. M., Shaw H. F., Ryerson F. J. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent margin magmas. Nature. 1995. 378. P.54–56.

Mc Donough, Sun. S. The composition of the Earth. Chem. Geol. 1995. 120. P. 223–253.

МАГМАТИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ ВЫПЛАВЛЕНИЯ МАГМ

Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, zhatnu@yandex.ru

Известно, что формирование магм происходит в результате частичного плавления при нагреве, либо при декомпрессии, либо под воздействием флюидов. Температура мантии недостаточно высока для образования достаточного количества расплава. Об этом сегодня свидетельствует сейсмическая томография. По некоторым оценкам считается, что в современной Земле лишь в астеносфере может присутствовать до ~ 3% силикатной жидкости, которая обусловлена температурой недр, а также в пределах областей воздействия мантийных плюмов и в срединно-океанических хребтах, где в процессе апвеллинга горячей мантии формируются базальты, являющиеся продуктами декомпрессионного плавления.

Как предполагается большинством исследователей, магмы островных дуг формируются в результате воздействия флюидов, в основном воды и углекислоты, отделяющихся при дегидратации и декарбонатизации гидратированной океанической коры, частично несущей и океанические карбонаты. Отделяющийся от сравнительно холодного слэба флюид попадая в мантийный клин вызывает его частичное плавление и сегрегация этого расплава уже формирует островодужные магматические очаги. Практически весь внутриплитный магматизм является следствием воздействия горячих плюмов, однако формирование плюмовых магм недостаточно изучено и, вероятно, они также являются результатом воздействия флюидов, сильно понижающих температуры солидуса мантийного вещества.

В докладе рассмотрим геодинамические обстановки возникновения тех или иных магм, потенциальную возможность их формирования в результате упомянутых выше факторов (нагрева, декомпрессии и воздействия флюида).

Анализ P-T условий в разных геодинамических обстановках показывает, что наиболее значимым фактором возникновения магм является воздействие флюида и уж затем по значимости следуют декомпрессия и нагрев.

На схеме (рис. 1) рассмотрим возможность плавления мантийного вещества в океанической литосфере, кратонной литосфере и в зоне субдукции. Для анализа этих ситуаций мы использовали геотермические разрезы океана, кратона и зоны субдукции с углом наклона 60° (ссылки на рисунке). На левой части рисунка показаны P-T условия солидуса водного базальта, карбонатита в окислительных и восстановительных условиях, а также солидус фертильного сухого перидотита. Пунктирная линия показывает P-T условия пеллакса двух модификаций углерода алмаз-графит. На правой части рисунка показан геотермический разрез мантии для разных геодинамических обстановок (кратонной обстановки, зоны перехода океан-континент, океанической литосферы и зоны субдукции). На эти разрезы сделаны проекции солидусов перечисленных магм (водного базальта, и карбонатита в окислительной и восстановительной обстановках), которые оконтуривают области потенциального выплавления магм того или иного состава, а также границу

перехода графит-алмаз. Солидус сухого перидотита не проецируется на разрез, поскольку на нем нет таких Р-Т условий, которые необходимы для его плавления. Следует заметить, что наличие флюида очень сильно понижает температуры солидусов и в случае «сухих» условий областей плавления для Р-Т условий, показанных на диаграмме, не обнаруживается. Наиболее обширно область начального плавления характеризуются водные базальты, но в холодном слэбе плавления базальтов не происходит, так же как и карбонатитов.

Учитывая, то обстоятельство, что поля плавления нанесены для условий флюидного воздействия, то следует заметить, что сухие магмы в данном разрезе не возникают и, все проявления магматизма для данных геодинамических обстановок обязаны своим проявлением флюидам.

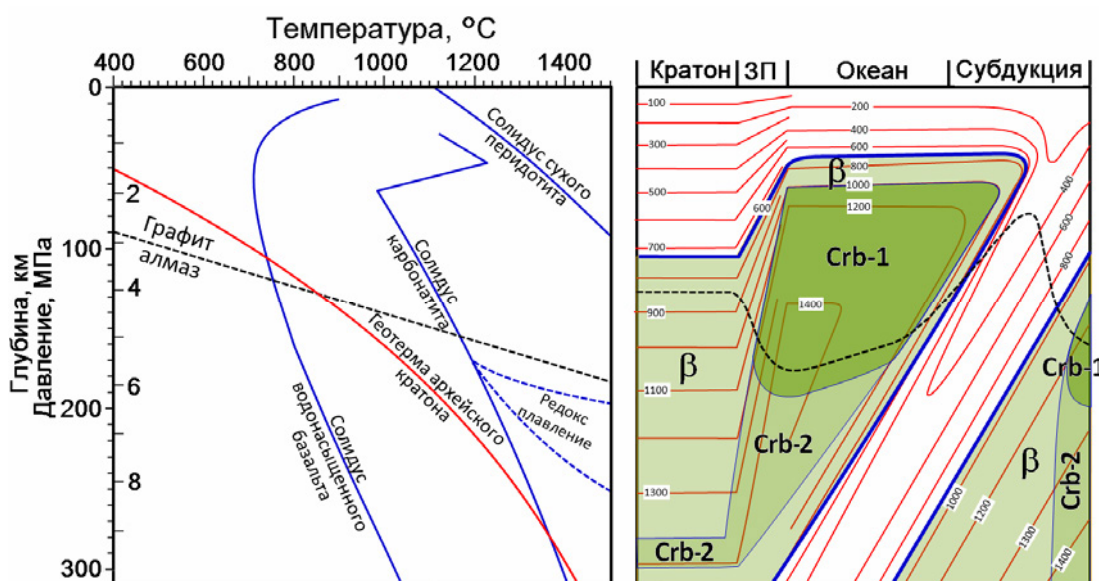


Рис. 1. Т-Р диаграмма (слева) солидусов перидотита, карбонатита, базальта (Dasgupta, Hirschmann, 2010) и равновесия графит-алмаз (Bundy et al, 1994). Также показана геотерма архейского кратона (по Грину и Рингвуду, 1967). Справа – схематизированный геотермический разрез для архейского кратона (по Грину и Рингвуду, 1967), зоны перехода океан-континент (ЗП), океана и зоны субдукции (по Schmidt and Poli, 1998), на которых показаны проекции солидусов с левой части рисунка и поля потенциального появления расплавов водонасыщенного базальта (□), карбонатитового расплава в окислительных (Crb-1) и восстановительных (Crb-2) условиях. Также показана граница фазового перехода графит-алмаз (пунктирная линия).

Работа выполнена в рамках проекта АААА-А21-121011390002-2. Процессы мантийного-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Литература:

Bundy F. P., Bassett W. A., Weathers M. S., Hemley R. J., Mao H. K. and Goncharov A. F. The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994. Review article // Carbon Vol. 34, No. 2, pp. 141–153, 1996.

Green, D. H., & Ringwood, A. E., 1967. The genesis of basaltic magmas. Contr. Miner. Petrol. 15, 103–90.

Max W. Schmidt. Stefano Poli Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // Earth and Planetary Science Letters 163 (1998) 361–379.

Rajdeep Dasgupta, Marc M. Hirschmann. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior // Earth and Planetary Science Letters 298 (2010) 1–13.

МОДЕЛЬ $PTXfO_2$ СТРУКТУРЫ МАНТИИ ПОД АРХЕЙСКИМ КРАТОНОМ КАСАИ (АНГОЛА)

Зинченко В.Н.¹, Ащепков И.В.², Иванов А.И.³, Феликс Ж.Т.¹, Тинта В.М.⁴

¹Горно-рудное Общество КАТОКА, Луанда, Республика Ангола

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ПАО «АЛРОСА», Мирный, Россия

⁴Горно-рудное Общество ЛУАШЕ, Луанда, Республика Ангола

Для кимберлитовых районов Лунда и Кукумби-Квангу, Архейский кратон Касаи (СВ Анголы), на базе данных RXS микрозондового анализа КИМ (> 20000 образцов) построена серия $PTXfO_2$ диаграмм литосферной мантии по профилю вдоль тектонического «коридора» Лукапа. Профиль разрезов через литосферную мантию (SCLM) длиной 250 км пересекает несколько кимберлитовых полей – Алто Куило, Луанге, Хамунуа, Луаше, Катока, Луэмба, Камачия, Камафука и Камутуэ с алмазоносными кимберлитовыми трубками (Araujo, et. al., 1998) (рис. 2). Для детализации структуры мантии использованы расчетные параметры – $T^\circ C$, $\Delta \text{Log}(QMF)fO_2$ и $Fe\#$ (%), а также состав гранатов – CaO , TiO_2 , Cr_2O_3 (вес. %) (Asherkov et al., 2012). Оценены $PTXfO_2$ параметры мантии под 10 кимберлитовыми полями с 24 трубками разной степени алмазоносности.

Структура мантийной «колонны» кластера Камачия (рис. 1а) демонстрирует геотерму граната (Gar) с относительно низкой температурой у основания литосферы – T около $1000^\circ C$ при P 5,5 ГПа. Конвективная ветвь трассирует градиент 40 MBtm^{-2} и прослеживается совместно по перидотитовым и эклогитовым гранатам (мегакристам) и ильменитам (Ilm). Эклогитовые Gar расщепляются на низко- (33 MBtm^{-2}) и высоко температурную (40 MBtm^{-2}) ветви. Клинопироксены (Crx) трассируют высоко температурные условия вдоль геотерм гранатов. Они промежуточны по значениям $Fe\#$ между Gar и Ilm мегакристовыми трендами. Ilm тренд относительно короткий – 6–3 ГПа, они не содержат Cr и относятся к буферу EMOG. Перидотитовые Gar и Crx на диаграмме $\Delta \text{log}fO_2$ занимают пространство между концентрациями 1–10% CO_2 в расплаве.

Под кластером Катока PT тренд по Gar, пересекает кодуктивные геотермы от 38 до 42 MBtm^{-2} , при 5 ГПа, до T $600^\circ C$ при 1 ГПа (рис. 1б). Конвективная нагретая ветвь лежит в интервале от 6 до 7 ГПа. Тренд для Crx в температурном диапазоне шире, и для типичных Cr-диоксидов лежит в области P – 5–1 ГПа. Пироксениты прослеживаются по высоким PT оценкам от основания литосферы, P – 6,5 ГПа, протягиваясь до 3,5–5,5 ГПа. Эклогитовые Gar и Crx близки по PT условиям к пироксенитам, но демонстрируют более широкую область значений $Fe\#$, от 0,15 при 6,5 ГПа до 0,3 при 3,5 ГПа, с дополнительным кластером от 3 до 1,5 ГПа. PT оценки для Cr-шпинелей (Chr) дают низко температурные ветви $32\text{--}36 \text{ MBtm}^{-2}$, при P – 6–4 ГПа. Они маркируют гарцбургитовое ядро в нижней части мантийного разреза этого кимберлитового кластера.

Кластер Луэле кимберлитового поля Луаше (рис. 1в) имеет прямую Gar геотерму 45 MBtm^{-2} в нижней части с небольшим отклонением к полю низких температур. Эклогитовые Gar имеют ту же геотерму, что и перидотитовые, только при 4–5 ГПа они отклоняются к более низким температурам. На графике $Fe\#$ широкая область от 3 до 6,5 ГПа соответствуют Mg-эклогитам (тип А). Fe-эклогиты (тип В) обнаруживают тренд снижения температур и увеличения $Fe\#$. Crx перидотитового типа вместе с низкотемпературными и низко-Cr мегакристами Ilm трассируют восходящие магматические «каналы». Окислительные условия для Gar соответствуют 10-1% концентраций CO_2 в мантийных расплавах. Mg-эклогиты лежат в пределах поля стабильности алмаза – от 3,5 до 6 ГПа. Эклогиты типа В отличаются более окисленными условиями. Ilm тренд трассирует буфер EMOG/D.

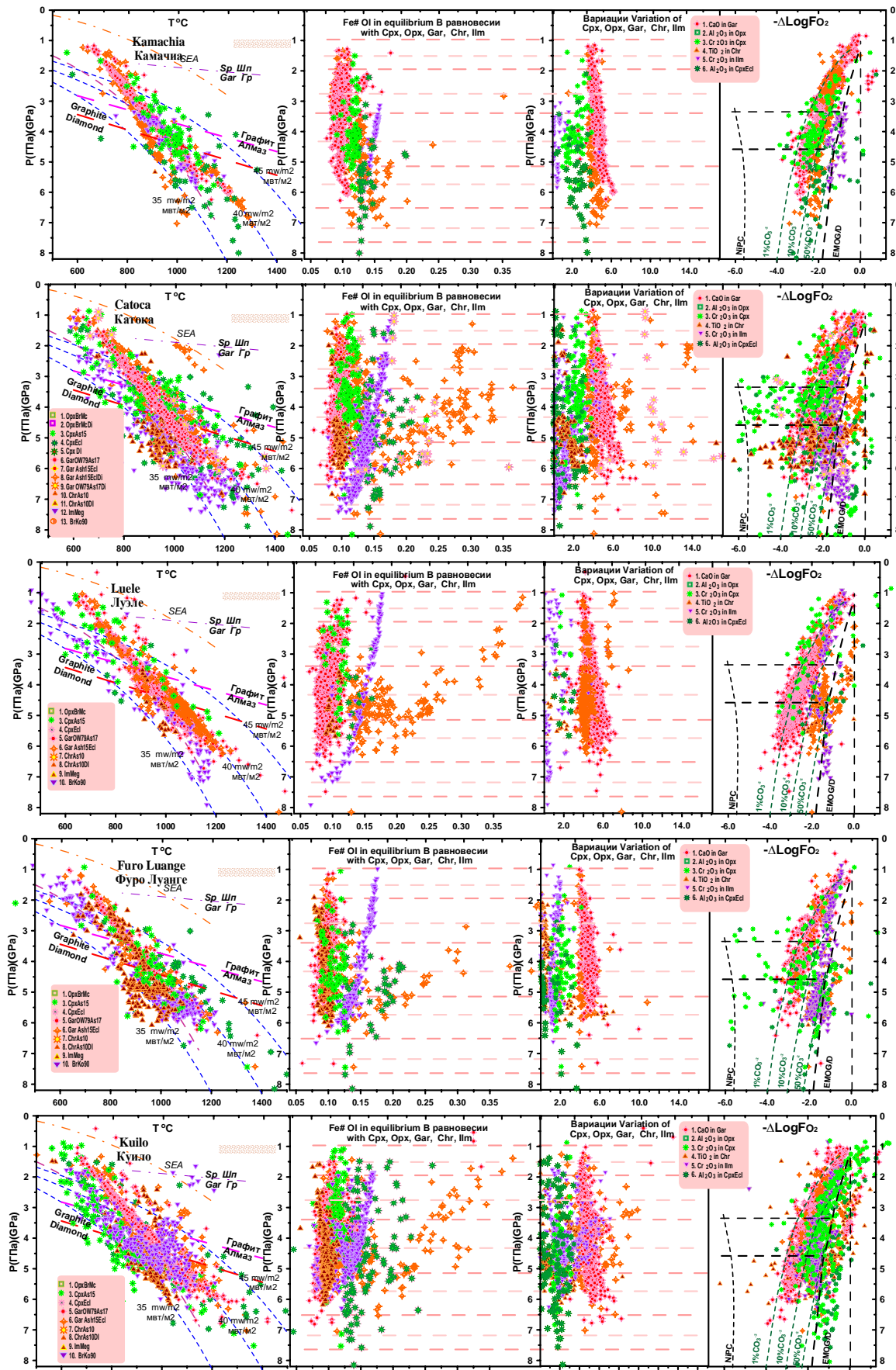


Рис. 1. $PTXfO_2$ диаграммы SCLM под кимберлитовыми полями СВ Анголы: Камачия (а), Катока (б), Луаше (в), Луанге (г), Алто Куило (д). Условные знаки и обозначения в работах (Ashcherkov et al., 2012; Zinchenko et al., 2021).

В кимберлитовом поле Луанге, кластер трубок Furo 25/28 (рис. 1г), PT диаграмма демонстрирует Gar геотерму, аналогичную предыдущей, но без выраженной конвективной ветви. Увеличение CaO слабое и указывает на гарцбургитовое «ядро» в основании мантийной «колонны». Ветвь Srx геотермы в основании более высокотемпературная, чем Gar , и сближается с ней в верхней части разреза. Chr демонстрируют две ветви – высокотемпературная близка к Gar геотерме, а низкотемпературная указывает на «холодное» дунит-гарцбургитовое ядро в нижней части разреза. Pm PT тренд прослежен в интервале P от 6,5 до 1 ГПа с широким диапазоном разогрева в основании – от 35 до 47 $MBtm^{-2}$, но в верхней части разреза он ниже Gar геотермы.

Для мантии поля Алто Куило (рис. 1е) PT тренд очень широк. Gar дают широкий температурный интервал от основания литосферы вплоть до алмаз-графитового «коридора». Srx в нижней части высокотемпературны, а от 5 до 1 ГПа – низкотемпературны. Chr показывают относительно низкие температуры дунит-гарцбургитового ядра, при P от 6,5 до 4 ГПа, но в верхней части разреза отмечаются высоко температурные адвективные ветви. Pm тренд расщепляется на две ветви в широком тепловом диапазоне от 34 до 43 $MBtm^{-2}$, формируя в верхней части вместе с Chr низкотемпературную ветвь. Gar без Cr дают длинный тренд от основания литосферы до 1,5 ГПа и увеличение $Fe\#$ с 0,15 до 0,40 с отклонением в верхней части. Gar тренд показывает рост CaO в средней части SCLM, маркируя пироксенитовый слой, увеличение CaO растет также в основании SCLM. Очень высокий уровень 4–8 мас. % Cr_2O_3 от основания литосферы и до 1,5 ГПа свидетельствует о наличии Pm жил с флогопитом (Flog), развитых в этом интервале мантийной колонны. На графике fO_2 Gar лежат между 10% и 1% CO_2 в расплаве. Srx более окислены, чем буфер EMOG/D, но на верхнем уровне Srx и Pm лежат в пределах поля стабильности алмаза.

Установлена вертикальная и латеральная неоднородность мантии под архейским Кратоном Касаи по $PTXfO_2$ параметрам SCLM (Zinchenko et al., 2021). Локальные флуктуации в пределах «колонн» под отдельными полями не затрагивают основной структуры мантии, характеризующейся увеличением $T^\circ C$ и fO_2 в основании SCLM, связанным с формированием кимберлитового плюма. Локальная кольцевая структура, контролирующая кластер Катока на поверхности (Зинченко, 2017) проецируется на локальную куполообразную структуру в основании литосферы. Структура fO_2 показывает общие более восстановительные условия в нижней части мантии ЮЗ сегмента SCLM, при наличии «ядер» с её локальным увеличением под полями Катока и Луанге. Высокие значения fO_2 характерны для слоев пироксенитов вблизи границы Мохо, развитых под внешними областями кимберлитовых полей. Верхняя часть SCLM выше 100 км имеет индивидуальную структуру, не зависящую от нижней. Структура $T^\circ C$ здесь почти плоская, с локальными нагретыми до 1000 $^\circ C$ участками пироксенитов. Распределение CaO здесь идентично характеризуется локальным увеличением под полями Алто Куило, Луаше и Катока. Повышение концентрации TiO_2 в Gar , обусловленное глубинным магматическим метасоматозом, наблюдается только у основания SCLM, в интервале P около 7-8 ГПа.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами изучения мантийных эклогитов и перидотитов из кимберлитов трубок Катока, КАТ-115 и Чиузу и оценкой состава и состояния контролирующего их блока мантии по двуминеральным $Gar-Px$ термобарометрам (Никитина и др., 2014). Они дополняют структурно-геологическую модель вулканического процесса формирования кимберлитовых трубок, предложенную ранее для литосферного блока, радиально-кольцевой структуры Сауримо (Zinchenko, 2017). Её глубинные «корни» в виде куполообразных изгибов мантийных границ с осложнениями

второго и третьего порядка отчётливо просматриваются на ряде профилей представленного SCLM региона. При в целом линзообразно-куполообразной структуре, на диаграммах fO_2 , Fe# и CaO, на отметках -200 км, наблюдается СВ-ЮЗ уклон границ горизонта истощенных мантийных перидотитов, а также локальные куполообразные структуры вблизи основания литосферы под кимберлитовыми полями Катока, Луаше и Алто Куило. На них также выделяются транслитосферные субвертикальные узкие зоны мелких аномалий, которые могут быть сопоставлены с глубинными разломами «коридора» Лукапа, контролирующими проявления кимберлитов этого региона (рис. 2).

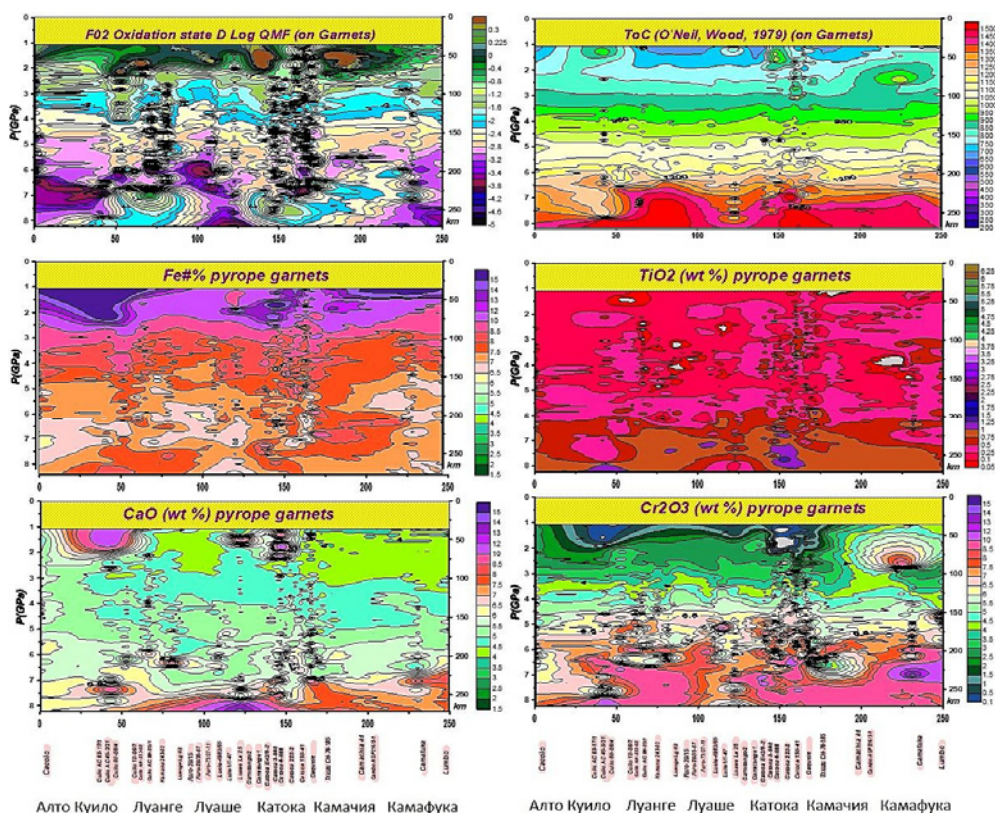


Рис. 2. PTX fO_2 разрезы через литосферную мантию (SCLM) кратона Касаи, кимберлитовые поля Алто Куило, Луанге, Луаше, Катока, Камачия, Камафука-Камазамбо, Камутуе (СВ Анголы) (Zinchenko et al., 2021).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00788.

Литература:

- Araujo A., Perevalov O., Guimaraes F. et al. República de Angola. Carta de recursos minerais, 1: 1000000, Luanda, Instituto Geológico de Angola, 1998.
- Ashchepkov I.V., Rotman A.Y., Somov S.V., et al. Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola // *Tectonophysics*, 530-531, 2012, p.p.128–151.
- Nikitina L.P., Korolev N.M., Zinchenko V.N. et al. Eclogites from the upper mantle beneath the Kasai Craton (Western Africa): Petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb zircon age // *Precambrian Research* 249, 2014, p.p.13–22.
- Zinchenko V.N. Diamond deposits from kimberlites in Northeast of Angola. St. Petersburg University Edition, 2017, p.p.245–481.
- Zinchenko V.N., Aschepkov I.V., Ivanov A.S. Modelling of the mantle structure beneath the NE part of the Lucapa kimberlite corridor. Angola // *Jornal of science, Lyon*, vol. 1, № 19, 2021, p.p. 19–25.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СРЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ АЛМАЗОВ ТИПА ПА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИХ В КИМБЕРЛИТАХ ПО СОСТАВУ МСА (5Е ДИАГРАММЫ)

Зинченко В.Н.¹, Иванов А.С.²

¹Горно-рудное Общество КАТОКА, Луанда, Республика Ангола

²ПАО «АЛРОСА», Мирный, Россия

Особый интерес исследователей вызывают гигантские алмазы типа Па, по составу и физическим характеристикам резко отличающиеся от алмазов «Р» и «Е» генераций. Особо крупные алмазы этого типа добываются на нескольких месторождениях Африки и России, и поиск новых их источников крайне актуален. Стоимость некоторых кристаллов таких алмазов доходит до десятков миллионов долларов (рис. 1). Генезис этих алмазов пока до конца не выяснен, и это представляет большое поле для исследования этого удивительного феномена кимберлитовой природы (Соболев, 1989). Актуальной является проблема оценки вероятности присутствия крупных и гигантских алмазов в месторождениях кимберлитов. Её решение предпринято на основе методов вероятностной статистики (группового кластерного анализа) данных RXS микрозондового анализа МСА кимберлитов, содержащих гигантские алмазы типа Па – трубок Карове (Ботсвана) и Гриба (Россия) (Зинченко, Иванов, 2021; Ivanov, Zinchenko, 2021).

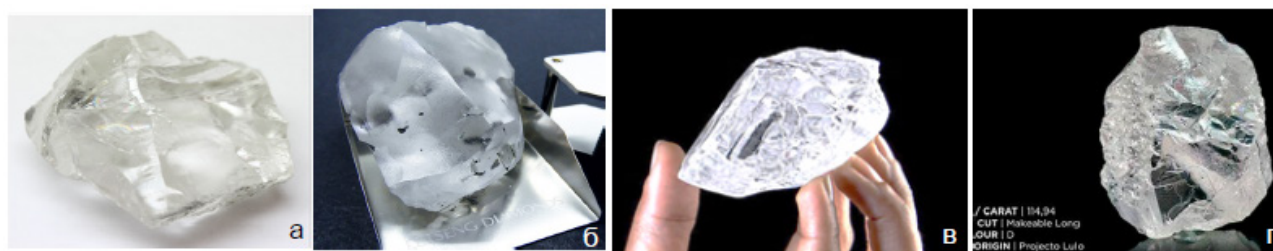


Рис. 1. Гигантские алмазы ювелирного качества типа Па: кристалл массой 108,38 кар., трубка Гриба, Россия (а); кристалл 910 кар., стоимость 40 млн USD, рудник Летсенг, Лесото (б); кристалл с фрагментами граней октаэдра, 1109 кар., 53 млн USD, рудник Летсенг (в); кристалл с плоскими сколами, 114,94 кар., 3,5 млн USD, рудник Луло, Ангола (Зинченко, Иванов, 2021).

Выявлены минералогические индикаторы наличия гигантских алмазов в кимберлитах – кластерные (КГ) и химико-генетические (ХГГ) группы МСА с одинаковыми или близки значениями частот встречаемости (ЧВ) и их составы на 5Е диаграммах Митчелла Р. (Mitchell, 1986) (рис. 2). Генетическая принадлежность их установлена по Гаранину В.К. (Гаранин и др., 1991) и Доусону Дж. (Dawson, Stephens, 1975) (Зинченко, Иванов, 2021).

Диаграммы 5Е демонстрируют высокую степень сходства геохимических обстановок формирования парастерезисов индикаторных МСА. КГ пиропов G2a была установлена Муром во включениях в гигантских алмазах типа Па трубки Карове (Mooge, 2009), что доказывает их парагенетическую связь и что позволяет использовать её парастерезисы с КГ других МСА для построения минералого-геохимической модели среды генерации таких алмазов. Показательно, что ЧВ пиропов КГ G2a в трубках Карове и Гриба одинаковы. По признаку сходимости ЧВ КГ ряда МСА в обеих трубках определены их пары, имеющие равные или близкие значения ЧВ – хромшпинелиды shp 1 и shp 9; пиропы G1, G2, G3 и G10; ильмениты ilm 4; хромдиопсиды CrDi 7, 9. Эти КГ МСА и полагаются индикаторными на присутствие в кимберлитах гигантских алмазов типа Па (рис. 2).

Пределы вариаций отношения Cr/(Cr+Al) на 5Е диаграммах, контролирующие РТ параметры среды, в CrDi и ilm широки (0,1–1,0), практически одинаковы, последние близки к

парамагнитному тренду (рис. 3). Напротив, в shp они достаточно узкие (0,8–1,0), с выраженным пикритовым трендом. Отношения Fe/(Fe+Mg) в целом для всех четырёх МСА имеют достаточные широкие пределы (0,1–0,7), но для отдельных КГ CrDi, shp и ilm они укладываются в локальный интервал (0,1–0,2); пиропы (Py) отличает аналогичный диапазон вариаций (0,1–0,6) и они представлены контрастными по генетической принадлежности КГ – от вебстерит-эклогитового парагенезиса до перидотит-дунитового и лерцолитового. КГ парамагнитных низко гематитовых ilm1,2 практически не представлены в трубке Карове, отличающейся низкой валовой алмазоносностью – 0,14 кар/т, в то время как в трубке Гриба их ЧВ более 40%, что определяет её более высокую алмазоносность – 0,30–0,50 кар/т кратерных рудных блоков и более 1,0 кар/т – блоков диатремы.

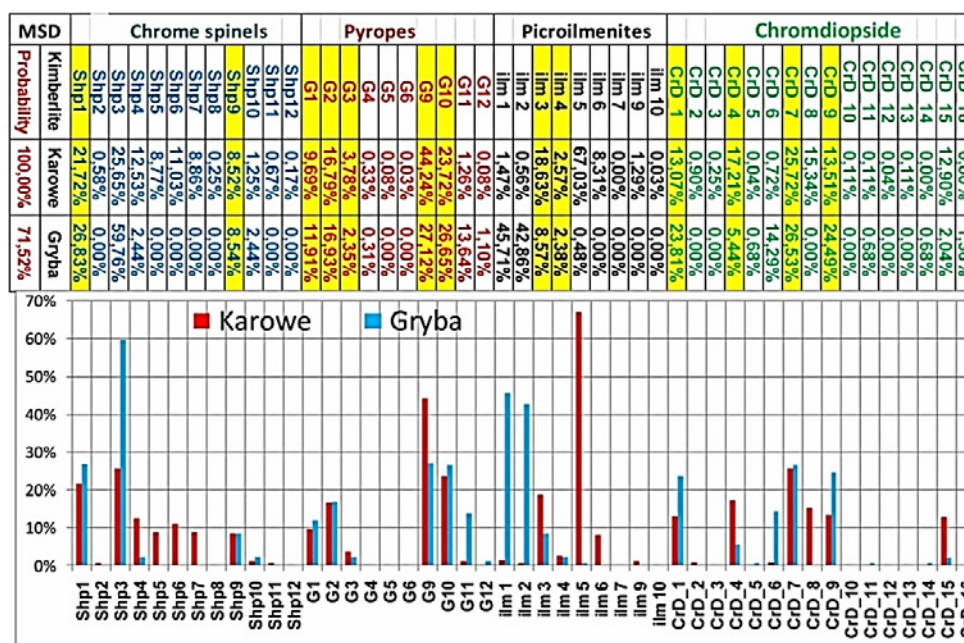


Рис. 2. Частоты встречаемости (ЧВ) КГ МСА кимберлитов трубок Карове и Гриба, содержащих гигантские алмазы типа IIa (Ivanov, Zinchenko, 2021; Зинченко, Иванов, 2021).

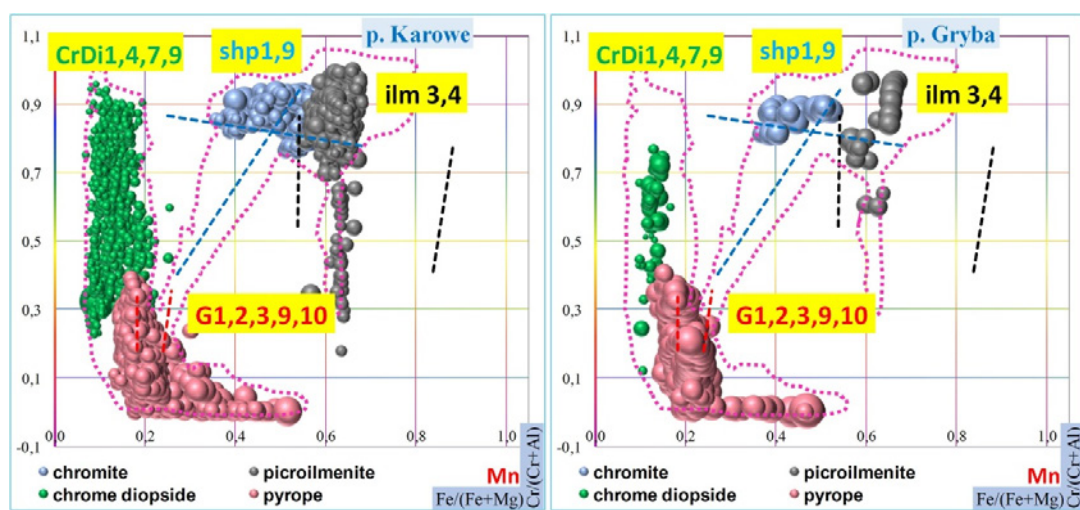


Рис. 3. 5E диаграммы составов индикаторных на крупные алмазы типа IIa парастерезисов КГ МСА кимберлитовых трубок Карове и Гриба: пиропы – G1,2,3,9,10, хромдиопсиды – CrDi 1,4,7,9; ильмениты – ilm 3,4; хромшпинелиды – shp 1,9 (Ivanov, Zinchenko, 2021; Зинченко, Иванов, 2021).

Полученные данные позволили предложить минералого-химическую модель среды формирования гигантских алмазов Па, синтезирующую две гипотезы – верхне-мантийную «вебстеритовую» (Moore, 2009) и перидотитовую «глубинную» (Smith et al., 2016). Составы КГ МСА, парастерезистных с алмазами типа Па, свидетельствуют об их гибридном генезисе, что может быть связано с поэтапной трансформацией состава среды их генерации на интрателлурическом этапе развития кимберлитового вулканического процесса (Милашев, 1994). Диаграммы (рис. 3) демонстрируют КГ МСА эклогитового «Е» и перидотитового «Р» парагенезисов, образовавшие гибридный парастерезис («Е+Р») в результате подъёма ультраосновных расплавов на уровень эклогитового «слоя» и его «контаминации» в процессе развития плюм-циркуляции мантийного вещества. Внедрение глубинных ультраосновных расплавов в эклогитовый «слой» сопровождалось его частичным плавлением и формированием особых физико-химических условий для кристаллизации гигантских алмазов II типа («W» генерации, по Муру А.), отражённых на диаграмме в составах МСА гибридного парастерезиса (рис. 3).

Представляется, что более высоко параметрические ультраосновные расплавы в режиме плюм-циркуляции поднимались на верхне-мантийный уровень, где взаимодействовали с породами эклогитового слоя, что приводило к их плавлению и ликвации металло-оксидно-сульфидных расплавов, стягивающихся в капли, слияние которых формировало «карманы» (Smith et al., 2016), где могли кристаллизоваться гигантские алмазы. Этот процесс был зафиксирован «in situ» в эклогитовых мантийных ксенолитах трубки Катока, в которых были обнаружены каплевидные сфероидные зёрна Fe,Ni(O,S) состава (рис. 4) (Zinchenko, 2016). Криволинейная зональность сфероидных зёрен в эклогитах свидетельствует в пользу гипотезы дифференциации мантийного субстрата по механизму «зонной плавки» (Милашев, 1994). Она происходила в РТ условиях равновесия минеральных ассоциаций (Py-CrDi) в эклогитах при $T = 1000\text{--}1300\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 42\text{--}70\text{ Кбар}$ (алмазная фация глубинности) (Nikitina et al., 2014). Микросферические включения Fe,Ni(C,S) состава в гигантских алмазах типа Па, описанные Шмитом (Smith et al., 2016), близки по составу к Fe,Ni(O,S) сфероидам из эклогитов, что свидетельствует о едином механизма их образования в результате плавления оксидно-сульфидных минералов мантийных пород.

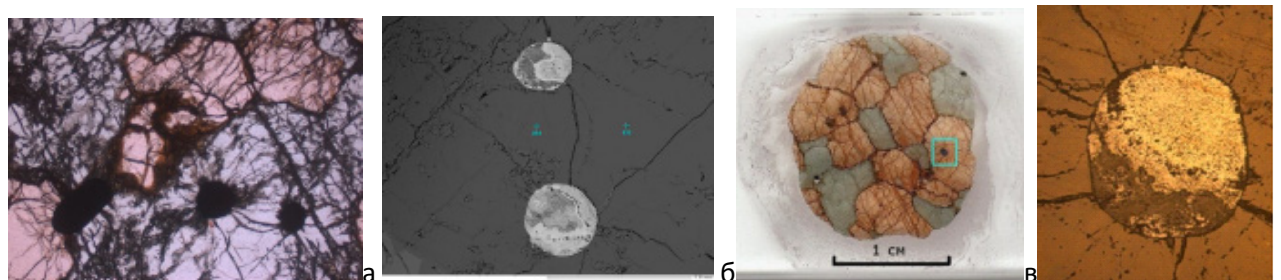


Рис. 4. Сфероидные зёрна Fe,Ni(O,S) фаз в пироксене эклогитов: шлиф с выделенным полем зрения «б», НИИ, обр. Kat-5 (а); BSE снимок поля «а» (б); эллипсоидный Fe,Ni(O,S) сфероид в зерне пиропы (Py), обр. Kat-15 (в – шлиф, г – снимок BSE поля «в») (Zinchenko, 2016).

Таким образом, парастерезис КГ МСА, индикаторных на крупные алмазы типа Па, мог быть связан с внедрением глубинного ультраосновного расплава в верхнемантийные эклогиты (вебстериты, алькремиты и пироксениты) в режиме плюм-циркуляции на интрателлурическом этапе кимберлитового вулканизма. Это подтверждает гипотезу Мура А. (Moore, 2009) о кристаллизации гигантских изотопно-лёгких алмазов типа Па («W» генерация) в пределах верхней мантии во время генерации прото кимберлитовых расплавов



(«кимберлитовый плюм», по Соболеву Е.В.). Близость составов Fe,Ni(O,S) сфероидов из эклогитов и микросферул в гигантских алмазах типа Па свидетельствует о едином источнике и механизме их образования при парциальном плавлении минералов эклогитов, что подтверждает гипотезу Шмита о возможной кристаллизации таких алмазов в металлосульфидных расплавах («карманах») в резко восстановительных условиях (присутствие CH_4 и H_2) (Smith et al., 2016). Предложенная гипотеза не противоречит данным по синтезу крупных алмазов в расплавах металлов, приведённым в отечественных источниках (Соболев, 1989; Palyanov et al., 2007; Пальянов, 2008). Кроме того, она находит подтверждение и в развитии специфичной зональности в зёрнах пиропов, ильменитов и рутилов из мантийных эклогитов, говорящей о циклическом повышении температуры и об изменении составов МСА во внешних оболочках их зёрен в сторону КГ эклогитового парагенезиса (Zinchenko et al., 2021).

«Странная» кривогранная морфология гигантских алмазов, на которых практически отсутствуют плоские грани (рис. 1), может быть связана, во-первых, с активным их растворением в нестабильной РТ среде формирующегося кимберлитового расплава, на что указывал Мур А. (Moore, 2009). Во-вторых, с симметрией среды кристаллизации гигантских алмазов – металлических «карманов», близкой к сферической, что при экстремально быстром их росте давало криволинейные квазисферические поверхности граней (принцип Кюри).

Полученные результаты по сопоставлению составов КГ МСА эталонов – трубки Карове и трубки Гриба показывают 72 % совпадение их по ЧВ (рис. 2). Это позволяет предложить метод химико-минералогического прогноза гигантских алмазов в кимберлитовых трубках на стадии их разведки по сопоставлению на основе 5Е диаграмм составов их МСА с составами МСА эталонных трубок с промышленным выходом таких алмазов, как это демонстрирует рис. 3.

Литература:

- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С. и др. Включения в алмазе и алмазоносные породы // М.: Изд-во МГУ. 1991. 240 с.
- Зинченко В.Н., Иванов А.С. Моделирование физико-химических параметров кристаллизации крупных алмазов типа Па по парастерезисам их минералов-спутников // Journal of science. Lyon. 2021. №17. P. 9-14.
- Милашев В.А. Среда и процессы образования природных алмазов. С-Пб. Изд-во: Недра. 1994. 142 с.
- Пальянов Ю.Н. Где растут алмазы // Наука из первых рук:20 Мар 2008. Эволюция в тени динозавров. Том 19. №1/<https://scfh.ru/papers/gde-rastut-almazy/>.
- Соболев Е.В. Твёрже алмаза (очерки). Новосибирск: Наука. 1989. 192 с.
- Dawson J.B., Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlites and xenoliths // J. Geol. 1975. Vol. 83. №5. P. 589–607.
- Ivanov A.S., Zinchenko V.N. Method of complex analyses of the compositions of kimberlite indicator minerals to assess the presence of large diamonds // Proceedings of the EGU General Assembly. Vienna. 2021. EGU21-1907.
- Mitchell R. Kimberlites: their mineralogy, geochemistry and petrology. New York. 1986. 436 p.
- Moore A.E. Type II diamonds: flamboyant megacrysts // S. Afr. J. Geol. 112. 2009. P. 23–38.
- Nikitina L.P., Korolev N.M., Zinchenko V.N., et al. Eclogites from the upper mantle beneath the Kasai Craton (Western Africa): Petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb zircon age // Precambrian Research. 2014. 249. P. 13–22.
- Palyanov Yu. N., Shatsky V. S., Sobolev N. V., Sokol A. G. The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation // roc. Nat. Acad. Sci. USA. 2007. V. 104. P. 9122–9127.
- Smith E. M. et al. Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle // Science in press. 2016. Vol. 354. 6318. P. 1403–1405.



Zinchenko V.N. [Fe,Ni,Cu] (O,S) spheroides from Catoca kimberlites eclogite xenolites // 35th International Geological Congress Abstracts. Cape Town. South Africa. 2016.

Zinchenko V.N., Ivanov A.S., Wunda Tinta Manuel, Hugo Mussanineno Chissupa. Zonal minerals from kimberlites and mantle xenoliths of Angola and Yakutia // Journal of science. Lyon. 2021. №16. P. 19–25.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ИХ МИНЕРАГЕНИИ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, Россия, nnzinchuk@rambler.ru

Для изучения кимберлитовых пород в настоящее время широко применяется широкий комплекс петролого-петрофизических и минералогических методов исследований, из которых наиболее распространенными являются (Зинчук, Коптиль, 2003): петрографические и петрологические; физиографические; определения химического состава минералов (включая геохимические и определения микропримесей); физические и структурные. Для статистической базы термодинамических реконструкций комплексно (с привлечением прецизионных методов изучения элементного состава) исследованы как породы в целом, так и породообразующие и акцессорные минералы мантийных ассоциаций практически всех кимберлитовых полей Сибирской алмазоносной провинции (САП). Для многих трубок на достоверных выборках проведена типизация пород и комплексное изучение отдельных минералов и в первую очередь индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). В выборках гранатов анализировались в основном пиропы из перидотитовых парагенезисов и пироп-альмандиновые гранаты эцлогитовых парагенезисов, реже альмандины, которые отнесены к глубинным ассоциациям на основании находок алмазов в парагенезисах с гранатом такого типа в трубках САП. Крупные *пиропы* чаще всего более богаты TiO_2 и соответствуют пироксенитовым ассоциациям или перекристаллизованным импрегнированным расплавом перидотитам. Помимо обычных прогнозных оценок алмазоносности кимберлитов по пиропам на диаграмме $Cr_2O_3 - CaO$, полезны также определения уровней концентрации расплавов, поскольку прогрев, сопровождающий внедрение таковых, может способствовать росту алмазов хорошего качества. Рассмотрены особенности составов гранатов по соотношению оксидов хрома и кальция из различных полей и трубок с общим анализом тенденций распространения их основных парагенезисов. В составах гранатов из трубок Далдынского кимберлитового поля (ДКП) проявляется тренд $Cr_2O_3 - CaO$ в пределах лерцолитового поля, который для трубки Зарница обнаруживает дискретный характер с разрывом в интервале 8–9 % Cr_2O_3 . Гранаты пироксенитовых ассоциаций (с повышенной долей CaO , TiO_2 и Na_2O) слагают существенную долю концентратов и образуют прерывистые линии смешения с перидотитовыми парагенезисами, отвечающие иногда зональности в пределах образца. Гранаты из кимберлитов трубки Удачная отличаются тем, что тренд их составов трассирует границу с гарцбургитовым полем, доля пироксенитовых гранатов значительна, но они не столь контрастно отличаются по составу от перидотитовых, отражая процессы кимберлитобразования, что может быть вызвано «сглаживанием» границ за счет метасоматической проработки мантийной литосферы под трубкой. Составы гранатов из кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля (АМКП) обычно образуют протяженный тренд в пределах лерцолитового поля, субкальциевые гранаты появляются в массовых количествах, начиная с 6 % Cr_2O_3 . В трубке Сытыканская более хромистые гранаты менее обогащены кальцием, что вместе с содержанием TiO_2 и Na_2O может свидетельствовать об их пироксенитовом источнике из гранат-шпинелевой фации мантии. Гранаты из трубки



Комсомольская также отличаются обогащением TiO_2 на уровне гранат-шпинелевого перехода и глубже (то есть на двух уровнях, один из которых соответствует алмаз-пироповой фации глубинности). Субкальциевые гранаты характерны для глубинных минеральных парагенезисов трубки Юбилейная, при тенденции обогащения TiO_2 на уровне гранатовой и гранат-шпинелевой фаций верхней мантии. Наиболее богаты субкальциевыми гранатами кимберлиты трубки Айхал. В составах гранатов из трубок Верхне-Мунского поля – ВМКП (Заполярная, Новинка и Деймос) лерцолитовый тренд хорошо выражен лишь до 6,5% Cr_2O_3 , что отмечено в трубке Заполярная. Гранаты из кимберлитовых трубок Накынского поля – НКП (особенно трубки Нюрбинская), на диаграмме Cr_2O_3 – CaO образуют протяженный лерцолитовый тренд до 10–12 % Cr_2O_3 и параллельный ему в области гарцбургитовых составов; дунитовые парагенезисы с очень низкими содержаниями CaO встречаются при содержаниях Cr_2O_3 10–12 % в кимберлитах трубки Ботуобинская и редки в трубке Нюрбинская. Обоим диатремам свойственны алмазоносные парагенезисы с альмандином (~24–26 % FeO), которые составляют нередко более 50 % тяжелых минералов.

Особого внимания заслуживает *хромдиопсид*, являющийся чутким индикатором условий магмообразования. Он встречается практически во всех трубках, будучи, как и пироп, продуктом дезинтеграции мантийных перидотитов в основном из литосферной части мантии. Его реликты можно обнаружить даже в кимберлитах высокой степени серпентинизации; заметно увеличивается его количество в глубинных частях кимберлитовых трубок, начиная с уровня 600 м и более. Составы хромистых клинопироксенов значительно варьируют в пределах трубок и между отдельными кимберлитовыми полями. Обычно хромистость положительно коррелируется с глубиной образования и степенью метасоматической проработки магматической колонны. Вариации состава *клинопироксенов* из кимберлитов ДКП показывают, что более железистые (~ 4 % FeO), но малохромистые выделения минерала в кимберлитах, отвечают гранат-шпинелевым и шпинелевым перидотитам. В трубках Долгожданная и Иреляхская глубинные Cr-диопсиды из перидотитов образованы в процессе магматического замещения силикатным железистым расплавом с уменьшением доли Cr_2O_3 и Na_2O . Силикатный расплав менее характерен для процессов алмазообразования, однако может способствовать перекристаллизации при разогреве вблизи контактовых зон. Сравнительно малоглубинные ильмениты из метасоматитов в мантийных перидотитах также могут быть магнезиальными – дополнительным показателем принадлежности к мантийным метасоматитам является повышенная хромистость *ильменитов*. Исключением являются многие ксенолиты глиммеритов, особенно с существенно оливиновыми вмещающими породами, повышение содержания хрома в которых часто не наблюдается. Анализ состава ильменита из различных кимберлитовых трубок, специфика распределения концентраций основных компонентов (TiO_2 , MgO, NiO, Al_2O_3 , FeO, Fe_2O_3 , MnO, V_2O_5), а также высокочarged элементов-примесей – Nb, Ta, Hf, Y и, как правило, REE, являются показателем условий фракционирования кимберлитового расплава в магматических камерах и в продвигающейся колонне кимберлитовых масс в основании литосферы. Важную роль в определении условий мантийного петрогенезиса, продуцирующего кимберлитовые расплавы, играет *хромит*, тренды которого имеют четко выраженные зависимости от давления, которое коррелирует с хромистостью; выявлена тенденция обогащения хромом в ранних микрофенокристаллах, а Fe и Ti – на более поздних стадиях. Для *хромшпинелидов* трубки Зарница ДКП наблюдается расщепление тренда составов на обогащенный ульвошпинелевым компонентом и более характерный для рядом расположенной трубки Удачная. При этом тренд составов хромитов из трубки Зарница, как и ильменитов, проявляет дискретный характер, а трубки Удачная – более непрерывный ряд составов, вплоть до 10 мас. % Cr_2O_3 – значений шпинелевой фации. *Шпинелиды* из кимберлитов трубки Юбилейная (как и некоторых других трубок АМКП) также обнаруживают вариации составов, при этом



наблюдается характерное расщепление трендов, что может соответствовать слоистости мантийного разреза. Подобный тренд проявлен и для хромшпинелидов и верхней части мантийной колонны. Шпинелиды из трубки Айхал также обнаруживают сходный тренд расщепления, но он менее контрастен, чем в Юбилейной и некоторых других трубках поля. В Малоботуобинском алмазоносном районе (МБАР) кимберлитовые тела (за исключением трубки Интернациональная) отличаются редкой встречаемостью хромшпинелидов. Тренд состава хромитов трубки Интернациональная проявляет четкое деление на отдельные интервалы с существенным расщеплением на ветви, но между ветвями в более хромистой глубинной области наблюдаются линии смещения, что могло быть связано с отдельными промежуточными магматическими очагами. Для трубки Нюрбинская НКП тренд обогащения ульвошпинелевым миналом крутой и состоит из двух отрезков. В менее глубинной части интервала степень взаимодействия протокимберлитовых масс менее выражена. На более значительной глубине из этих расплавов вместо ильменита кристаллизовалась ульвошпинель, при высоких степенях окисления и температурах, чем объясняется отсутствие ильменитовых мегакристаллов в кимберлитах НКП. Для каждого типа кимберлитовых пород, слагающих трубки, количество ИМК алмазной ассоциации пропорционально алмазоносности кимберлита. Высокоалмазоносные кимберлитовые тела этой группы характеризуются содержанием не менее 5 % гранатов алмазной ассоциации от общего их числа. Обособляющиеся от них высокоалмазоносные кимберлиты НКП характеризуются пониженным содержанием гранатов алмазной ассоциации (более чем в два раза). Главная их особенность - преобладание низкохромистых разновидностей, оставляющих не менее 66 % от общего количества, при появлении зерен с $Cr_2O_3 \geq 12$ мас. %.

Очень важным является комплексное изучение *алмаза* — минерала с широким комплексом физико-химических, кристалло-морфологических и других особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования, которые могут быть использованы в качестве типоморфных. Алмазы из отдельных кимберлитовых тел (а нередко и из различных минералого-петрографических разновидностей кимберлитов в одном из месторождений) довольно существенно отличаются по ряду типоморфных особенностей. Зная свойства алмазов из кимберлитовых тел, можно с большой долей уверенности решить вопрос о коренных источниках изучаемой россыпи или группы россыпей. Современные методы исследования алмазов дают возможность получить большой объем информации об условиях их образования, последующего существования и изменения, что имеет важное значение при прогнозировании, поисках и оценке алмазных месторождений. Из большого спектра этих особенностей наиболее информативными и относительно легко диагностируемыми являются: морфология, фотолюминесценция, распределение оптически активных и водородных центров, электронный парамагнитный резонанс, химический состав твердых включений в алмазах и др. При этом главнейшими из них является определение принадлежности алмазов к определенной минералогической разновидности, что происходит по комплексу взаимосвязанных признаков и свойств. В результате многолетних исследований алмазов из россыпей и кимберлитовых тел САП (Якутия, Красноярский край и Иркутская область) с применением минералогической классификации алмазов, предложенной Ю.Л. Орловым (Орлов, 1984), по которой выделяется 11 генетических разновидностей алмазов (с дополнительным разделением кристаллов отдельных разновидностей по габитусу и морфологическим типам кристаллов) нами (Зинчук, Коптиль, 2003) накоплен громадный фактический материал по типоморфным особенностям алмазов из кимберлитовых тел, современных отложений и разновозрастных вторичных коллекторов САП, что позволяет провести районирование территорий. В природе в действительности мы видим смесь отдельных разновидностей алмазов. Так, в кимберлитовой трубке Интернациональная в МБАР преобладают бесцветные кристаллы октаэдрического



габитуса 1 разновидности (71 %), реже переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (23 %) при пониженном (меньше 1 %) содержании ламинарных ромбододекаэдров. В рядом находящейся в этом же районе кимберлитовой трубке имени XXIII съезда КПСС, характеризующейся в верхней части четко выраженной КВ, также представлены бесцветными, реже эпигенетическим окрашенными в лилово-коричневые цвета алмазами 1 разновидности. Среди них резко преобладают (до 82 %) кристаллы октаэдрического габитуса при невысоком (до 13 %) содержании кристаллов переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. В трубках НКП отмечаются бесцветные, реже эпигенетически бледно окрашенные в лилово- и дымчато-коричневые цвета кристаллы 1 разновидности при повышенной доле алмазов 1У разновидности с окрашенной в желтовато-зеленые и серые цвета оболочкой. При всем разнообразии алмазов даже в пределах одной САП, представилась возможность выделить четыре типа источников алмазов: *I тип* – кимберлитовый, характерный для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста, характеризуется резким преобладанием алмазов (по разновидностям) 1, с оболочкой 1У, серых кубов Ш, агрегатов УШ-1Х разновидностей. *II тип* – алмазы кимберлитового генезиса, характерные для кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью и кимберлитовых жил; *III тип* – алмазы неясного генезиса, характерные для россыпей северо-востока САП. *1У тип первоисточника* – алмазы взрывных кольцевых структур импактного генезиса, представленные поликристаллами алмаза типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода – лонсдейлита (якутит). Полученные данные позволили разделить САП на четыре субпровинции: Центрально-Сибирскую – ЦСАСП (центральная часть) с преобладанием 1 типа первоисточника; Лено-Анабарскую – ЛААСП (северо-восток) с преобладанием кристаллов Ш типа первоисточника неясного генезиса; Тунгусскую – ТАСП (юго-запад) с преобладанием типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа; Алданскую – ААСП (юго-восток) с находкой единичных округлых алмазов.

Всестороннее исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести региональное и среднemasштабное районирование. Так, в россыпях первой субпровинции отмечается высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. В пределах ЛААСП выделяется две алмазоносные области: Кютюнгинская (Приленская) и Анабаро-Оленекская. В россыпях первой области устанавливаются кристаллы октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгинского» типа), характерные для богатого типа первоисточника кимберлитового генезиса. В россыпях Лено-Анабарской области наблюдается резкое преобладание алмазов из первоисточника неясного генезиса (ассоциации «эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов П, У и УП разновидностей, типичных округлых алмазов во всех возрастных и генетических типов алмазоносных отложений. ТАСП разделяется на две области: Байкитскую и Саяно-Тунгусскую. Для россыпей последней типично доминирование округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного количества (до 10 %) балласов. В россыпях Байкитской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского типа», характерной для богатых кимберлитовых трубок, но при значительных содержаниях типичных округлых алмазов (особенно в крупных классах), свойственных периферийным частям древних платформ. Алмазоносность кимберлитов определяется многими факторами, главными из которых являются: геолого-тектонические особенности районов распространения кимберлитового магматизма; состав вещества верхней мантии, генерирующего кимберлитовые расплавы; глубина заложения корней магматических очагов; скорость миграции (подъема) кимберлитового расплава в земную кору; сохранность алмазов в условиях земной коры (в диатремах); содержание "пустого" материала в кимберлитовых телах. Состав глубинных (мантийных) минералов (пироп, пикроильменит,



хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубки. Индивидуальные особенности состава и физических свойств индикаторных минералов трубок выявляются на статистическом уровне. Исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести районирование территорий, выделяя перспективные площади для проведения прогнозно-поисковых работ. Результаты такого районирования по алмазам и ИМК с учетом ряда критериев (морфологических, структурно-тектонических, палеогеографических и др.) служат основой для прогнозирования как кимберлитовых тел, так и россыпей. Анализ результатов изучения кимберлитов, алмазов и ИМК подчеркивает актуальность и необходимость петролого-минералогических исследований комплексом современных методов. С одной стороны – это фундаментальные исследования, позволяющие уточнять условия генезиса алмазосодержащих пород, с другой – это получение сведений для геолого-поисковых работ и технологического извлечения алмазов из кимберлитов.

Литература:

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра.2003. 603 с.
Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 284 с.

О КСЕНОЛИТАХ МАНТИЙНЫХ ПОРОД В КИМБЕРЛИТАХ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, Россия, nnzinchuk@rambler.ru

Составным компонентом кимберлитов являются *ксенолиты мантийных пород*, которые являются главнейшим источником информации о составе глубинных зон Земли и играют определяющую роль для расшифровки процессов кимберлитово- и алмазообразования (Доусон, 1983). Усилиями многих исследователей наработан обширный фактический материал по вещественному составу распространенных мантийных парагенезисов (Соболев и др., 1984), выносимых кимберлитами к поверхности в виде глубинных ксенолитов по их геохимии и составу породообразующих минералов. Проводились изотопно-геохимические исследования, которые дали важнейшие результаты относительно возраста мантийных пород и особенностей двух главных процессов в глубинах Земли – мантийного метасоматоза и частичного плавления мантийных субстратов, приводящих к появлению проторасплавов, кристаллизующихся затем в виде широкого спектра алмазосодержащих кимберлитов и родственных пород. Глубинные ксенолиты в кимберлитах представляют три семейства пород (Харьков и др., 1998): ультраосновные, основные и промежуточные при заметном преобладании в большинстве трубок первых, включающих дуниты (гранат+оливин+шпинель±алмаз), верлиты (гранат+оливин+клинопироксен+шпинель), гарцбургиты (гранат+оливин+ортопироксен±алмаз), лерцолиты (гранат+оливин+клинопироксен+ортопироксен+шпинель), ильменитовые перидотиты (гранат+оливин+ильменит+ортопироксен±клинопироксен±флогопит), вебстериты (гранат+клинопироксен+ортопироксен). По текстурно-структурным признакам они подразделяются на равномернзернистые (крупно- и среднзернистые) гранобластовые или пойкилобластовые, а также порфиоровые (порфировидные). На основании всестороннего изучения ультраосновных нодулей разделяют их на две группы: магнезиальные и магнезиально-железистые. Последняя группа объединяет ильменит-содержащие разновидности. Основные породы в ксенолитах представлены магнезиально-железистыми, магнезиальными (нередко с энстатитом), дистеновыми и корундовыми эклогитами, гроспидитами. Иногда акцентируется внимание на



особую роль гранатов и пироксенов при анализе особенностей состава минералов перидотитов, что вызвано равновесием между ними в зависимости от температуры и давления. Среди гранатсодержащих ксенолитов ультраосновного состава этим исследователям выделяются следующие ассоциации: 1) пироп+оливин, 2) пироп+оливин+энстатит, 3) пироп+оливин+энстатит+диопсид, 4) пироп+оливин+диопсид, 5) пироп+энстатит+диопсид, 6) пироп+диопсид при наличии акцессорных шпинелидов в большинстве ассоциаций и наиболее широком распространении третьей ассоциации с вариациями компонентов, а также пятой ассоциации. Перечисленные ассоциации устойчивы в широком диапазоне температур и давлений и охватывают графит-пироповую и алмаз-пироповую фации глубинности в соответствии с фазовой границей графит-алмаз. Алмаз-пироповая фация включает алмазсодержащие и потенциально алмазоносные (по составу минералов идентичные алмазоносным) минеральные ассоциации: дуниты, верлиты, гарцбургиты и лерцолиты, а также гранатовые пироксениты и ильменитовые перидотиты. Примечательно, что, несмотря на меньшую распространенность эклогитовых ксенолитов, их находки с алмазами более часты, чем перидотитовые. Данные по предельному содержанию хромовой компоненты и примеси натрия в гранатах, а калия в пироксенах - из парагенезисов алмаз-пироповой фации глубинности, указывают на их кристаллизацию при давлениях от 45-50 до 60–70 кбар, что отвечает глубинам 150–230 км.

Анализ распределения мантийных нодулей в кимберлитах СП показывает, что для южной части региона примечательны высокомагнезиальные гранатовые перидотиты и пироксениты, которые определяют специфику всей популяции мантийных ксенолитов в трубке Мир. Преобладающие здесь гранатовые перидотиты представлены типичными для кимберлитов дупироксеновыми парагенезисами, довольно сильно истощенными магмофильными компонентами. В петрографическом смысле они относятся преимущественно к гарцбургитам. Среди пироксенитов также преобладают дупироксеновые парагенезисы, преимущественно вебстериты. Редкие гранатовые клинопироксениты сходны с эклогитами по минеральному составу, но отличаются от них высокой магнезиальностью и повышенной хромистостью силикатов, наряду с низким содержанием жадеитовой молекулы в клинопироксенах. Наиболее глубинные породы в пределах Мирнинского кимберлитового поля (МКП) представлены катаклазированными гранатовыми перидотитами; к ним по глубинности, вероятно, близки ильменит-гранатовые верлиты с порфирокластическими структурами, а также дискретные нодули (мегакристы) низкохромистой серии (титановая ассоциация вкрапленников). Тенденция обогащения титаном и железом характеризует процессы мантийного Fe-Ti метасоматоза у нижней кромки литосферы. В поле стабильности алмаза, вероятно, могут быть распространены мегакристаллические алмазоносные дунит-гарцбургиты (в трубке Мир их находки пока редки), а также алмазоносные эклогиты и пироксениты. Над уровнем алмазосодержащих пород залегают недеформированные гранатовые перидотиты, переслаивающиеся с пестрыми по составу гранатовыми пироксенитами. Эта наиболее широко распространенная в трубке группа пород была равновесна в поле устойчивости графита, при относительно низких температурах. Наименее глубинный мантийный слой в трубке Мир представлен шпинелевыми и переходными гранатизированными шпинелевыми перидотитами и пироксенитами. В трубке Удачная мантийные нодули представлены широким спектром пород, наиболее глубинными среди которых являются деплетированные в архейское время мегакристаллические перидотиты, которые, вероятнее всего, являются материнскими для абсолютного большинства (более 90 %) алмазов этого региона. В целом в кимберлитах данной трубки, аналогично трубкам Мир и Сытыканская, отмечены практически все известные в кимберлитовых диатремах СП разновидности ультраосновных и основных пород, но преобладающими являются гранатовые лерцолиты порфиробластовые деформированные (более 39 % всех мантийных ксенолитов) и



гранатовые лерцолиты (21 %). В трубке Сытыканская (АМКП), как и в трубке Мир, доминируют гранатовые лерцолиты, при значительной доле (15.3 %) шпинелевых лерцолитов. Здесь же несколько выше (более 5 %) встречаемость эклогитов, ильменитовых перидотитов и ильменит-гранатовых перидотитов. *Мантйный разрез* северной части провинции можно охарактеризовать по ксенолитам в кимберлитовой трубке Обнаженная, которая является одной из наиболее богатых включениями глубинных пород, содержание которых достигает 2,5 %. В трубке выделяются два небольших участка, насыщенные нодулями, причем в одном из них преобладают перидотиты, а в другом - эклогиты. Отмечаются повышенные содержания безгранатовых перидотитов и разнообразных гранат-пироксеновых пород. Встречаются также своеобразные гранатовые пироксениты, переходные по содержанию оливина от эклогита к перидотиту, часто отмечаются пироксениты и перидотиты с развитием граната вокруг зерен хромшпинелида. Отличие мантйного материала трубки Обнаженная от такового большинства других трубок СП, в которых гранатовые перидотиты резко преобладают над всеми остальными разновидностями глубинных нодулей, состоит в весьма большом содержании гранатовых пироксенитов (38 %) и эклогитов (26 %). В трубке Обнаженная менее одной шестой глубинных нодулей приходится на породы, образовавшиеся при умеренных давлениях шпинелевой фации, – дуниты, перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты) – около 3 % и пироксениты (энстатиты и вебстериты) – около 4 %, флогопитовые пироксениты и слюдиты, глиммериты, слюдистые перидотиты – около 8 %. К породам, сформировавшимся при более высоких давлениях, в зоне устойчивости пиропового граната, относятся гранатовые лерцолиты (9 %), пироксениты (40 %), эклогиты (13 %), ильменитсодержащие слюдиты и перидотиты (4 %), а также гранатизированные перидотиты и пироксениты, количество которых достигает 10 %. Общий спектр мантйных нодулей охватывает различные минеральные фации разреза верхней мантйи. Для создания корректной статистической базы термодинамических реконструкций комплексно (с привлечением прецизионных методов изучения элементного состава) исследованы породообразующие и акцессорные минералы мантйных ассоциаций пяти кимберлитовых полей–Далдынского (ДКП), Алаakit–Мархинского (АМКП), Верхне-Мунского (ВМКП), МКП и Накынского (НКП), включая трубки Зарница и Долгожданная, Комсомольская, Сытыканская и Айхал, Деймос, Заполярная и Новинка, Мир, Дачная и Интернациональная, Нюрбинская и Ботуобинская соответственно. В выборках гранатов анализировались в основном пиропы из перидотитовых парагенезисов и пироп-альмандиновые гранаты эклогитовых парагенезисов, реже альмандины, которые отнесены к глубинным ассоциациям на основании находок алмазов в парагенезисах с гранатом такого типа в трубках НКП. Для обработки результатов анализов состава гранатов, помимо основной классификационной CaO-Cr₂O₃ диаграммы Н.В.Соболева, которая отражает барофильные и парагенетические зависимости, использованы и другие диаграммы с отражением различных компонентов, к примеру TiO₂ и Na₂O, которые могут характеризовать процессы эволюции поднимающихся магматических расплавов. В результате получены материалы для сравнения отдельных районов и трубок по значимым выборкам. Анализировались гранаты из концентрата фракций +0,25 -0,5 и +0,5 -1,0, которые отличаются по составу от более мелкой фракции, где доля гранатов алмазной фации значительно выше. Крупные пиропы чаще всего более богаты TiO₂ и соответствуют пироксенитовым ассоциациям или перекристаллизованным импрегнированным расплавом перидотитам. Помимо обычных прогнозных оценок алмазоносности кимберлитов по пиропам на диаграмме Cr₂O₃ – CaO, полезны также определения уровней концентрации расплавов, поскольку прогрев, сопровождающий внедрение расплавов, может способствовать росту алмазов хорошего качества. Целесообразно рассмотреть особенности составов гранатов по соотношению оксидов хрома и кальция из различных полей и трубок с общим анализом тенденций



распространения их основных парагенезисов. В составах гранатов из трубок ДКП проявляется тренд $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ в пределах лерцолитового поля, который для трубки Зарница обнаруживает дискретный характер с разрывом в интервале 8–9 % Cr_2O_3 . Гранаты пироксенитовых ассоциаций (с повышенной долей CaO , TiO_2 и Na_2O) слагают существенную долю концентрата, они образуют прерывистые линии смешения с перидотитовыми парагенезисами, отвечающие иногда зональности в пределах образца. Количество групп обогащения соответствует четырем уровням концентрации расплавов. Гранаты из трубки Удачная отличаются тем, что тренд их составов трассирует границу с гарцбургитовым полем; доля пироксенитовых гранатов значительна, но они не столь контрастно отличаются по составу от перидотитовых, отражая процессы кимберлитобразования, что может быть вызвано «сглаживанием» границ за счет метасоматической проработки мантийной литосферы под трубкой. Составы гранатов из кимберлитовых трубок АМКП обычно образуют протяженный тренд в пределах лерцолитового поля, субкальциевые гранаты появляются в массовых количествах, начиная с 6 % Cr_2O_3 . В трубке Сытыканская более хромистые гранаты менее обогащены кальцием, что вместе с содержанием TiO_2 и Na_2O может свидетельствовать о их пироксенитовом источнике из гранат-шпинелевой фации мантии. Гранаты из трубки Комсомольская также отличаются обогащением TiO_2 на уровне гранат-шпинелевого перехода и глубже (то есть на двух уровнях), один из которых соответствует алмаз-пироповой фации глубинности. Субкальциевые гранаты характерны для глубинных минеральных парагенезисов трубки Юбилейная, при тенденции обогащения TiO_2 на уровне гранатовой и гранат-шпинелевой фаций верхней мантии. Наиболее богаты субкальциевыми гранатами кимберлиты трубки Айхал. В составах гранатов из трубок ВМКП (Заполярная, Новинка и Деймос) лерцолитовый тренд хорошо выражен лишь до 6,5 % Cr_2O_3 , что наглядно видно на примере трубки Заполярная. Гранаты из кимберлитовых трубок НКП (особенно трубки Нюрбинская), на диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ образуют протяженный лерцолитовый тренд до 10–12 % Cr_2O_3 и параллельный ему в области гарцбургитовых составов; дунитовые парагенезисы с очень низкими содержаниями CaO встречаются при содержаниях Cr_2O_3 10–12 % в кимберлитах трубки Ботуобинская и редки в трубке Нюрбинская. Обоим телам свойственны алмазоносные парагенезисы с альмандином (~24–26 % FeO). Мантийные парагенезисы минералов из кимберлитов представляют различные уровни мантии, включая ее алмазоносные горизонты, что позволяет конкретизировать алмазоносные ассоциации. Определены спектры редкоземельных элементов в породах различных горизонтов мантийных разрезов и их показательных минералах. Исследованы петролого-минералогические характеристики промышленно алмазоносных кимберлитов и ксенолитов мантийных пород из них. Породы изученных кимберлитовых трубок СП с учетом дискриминантных отношений ($\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$; $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{Ti}/\text{Zr}$; Nb/Zr) объединены в три петрогеохимические группы. Рассчитанные термодинамические параметры эволюции исходного субстрата и выполнены реконструкции мантийных разрезов, позволило выявить зональность литосферной мантии кимберлитовой провинции, вероятной причиной чего была смена глубинных геодинамических обстановок. Присутствие в кимберлитах определенных групп глубинных ксенолитов, ксенозерен их минералов, химический и геохимический состав кимберлитов позволяет высказать предположение о составе пород верхней мантии, являющихся источником магмы каждой из выделенных типов моделей кимберлитов. Эти данные убедительно показывают, что причиной различной продуктивности кимберлитов является глубина заложения корней кимберлитовых очагов. Состав мантийного материала свидетельствует, что корни промышленно продуктивных кимберлитов залегают на большей глубине, чем слабо алмазоносных. Алмазоносность кимберлитов определяется многими факторами, главными из которых являются: геолого-тектонические особенности районов распространения кимберлитового магматизма; состав вещества верхней мантии,



генерирующего кимберлитовые расплавы; глубина заложения корней магматических очагов; скорость миграции (подъема) кимберлитового расплава в земную кору; сохранность алмазов в условиях земной коры (в диатремах); содержание "пустого" материала в кимберлитовых телах. Состав глубинных (мантийных) минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубки. Индивидуальные особенности состава и физических свойств ИМК трубок выявляются на статистическом уровне. Всестороннее исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести, кроме регионального, среднемасштабное. Так, в россыпях первой субпровинции отмечается высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. В пределах Лено-Анабарской субпровинции выделяется две алмазоносные области: Кютюнгинская (Приленская) и Анабаро-Оленекская. В россыпях первой области устанавливаются кристаллы октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгинского» типа), характерные для богатого типа первоисточника кимберлитового генезиса. В россыпях Лено-Анабарской области наблюдается резкое преобладание алмазов из первоисточника невыясненного генезиса (ассоциации «эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов П, У и УП разновидностей, типичных округлых алмазов во всех возрастных и генетических типов алмазоносных отложений. Тунгусская субпровинция разделяется на две области: Байкитскую и Саяно-Тунгусскую. Для россыпей последней типично доминирование округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного количества (до 10 %) балласов. В россыпях Байкитской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского типа», характерной для богатых кимберлитовых трубок, но при значительных содержаниях типичных округлых алмазов (особенно в крупных классах), свойственных периферийным частям древних платформ.

Литература:

- Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Недра, 1983. 300 с.
Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема алмазов // Геология и геофизика. 1984. №12. С.63–80.
Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОРУДНЫХ ДАЕК МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ПАНОВСКАЯ ЛЯГА (СРЕДНИЙ УРАЛ): ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА

Зинькова Е.А.¹, Червяковская М.В.¹, Готтман И.А.¹

*¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
zinkova@yandex.ru; masha_vuf_91@mail.ru; gottman@igg.uran.ru*

Месторождение золота Пановская Ляга расположено на Среднем Урале, в экзоконтакте крупного Верхисетского тоналит-гранодиоритового массива, история формирования которого освещена в работах (Зинькова, 1997; Смирнов и др., 2016). Месторождение представлено серией кварцево-сульфидных золоторудных жил, которым предшествуют дайки диоритовых порфиритов, пересекающих гранодиориты Пановского массива с раннедевонско-раннеэфельским возрастом (Смирнов, Ведерников, 1987). Все дайки диоритовых порфиритов дорудные (Заводчиков, 1948). По нашим полевым наблюдениям,

они находятся в экзоконтакте сульфидно-кварцевых жил и подвергаются процессам пропилитизации. Несмотря на это, дайки обладают четкой порфиroidной структурой за счет выделений плагиоклаза, биотита, эпидота, сфена. В них присутствуют такие акцессории, как циркон, апатит, ильменит, рутил. Целью исследований было определение возраста дорудных даек, что уточняет геологическую позицию и нижний возрастной рубеж месторождения.

Анализ микроэлементного состава и U-Pb изотопной системы циркона выполнен на квадрупольном масспектрометре NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для ЛА NWR 213 (ESI) в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург, по методике (Зайцева и др., 2016). Дополнительно определение U-Pb возраста цирконов выполнено на установке SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) по методике (Larionov et al., 2004). Химический состав минеральных включений в цирконах определялся на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments.

Катодоллюминесцентные изображения кристаллов выявили два морфотипа среди цирконов. Первый – преобладающие по количеству, более крупные короткопризматические кристаллы с хорошо выраженной ритмичной зональностью (рис. 1. I, II), характерной для магматических цирконов. Они умеренно насыщены включениями плагиоклаза (альбит, олигоклаз), биотита, эпидота, сфена, идентичными по составу этим минералам основной массы диоритовых порфиров, что указывает на рост циркона на завершающих этапах кристаллизации породы.

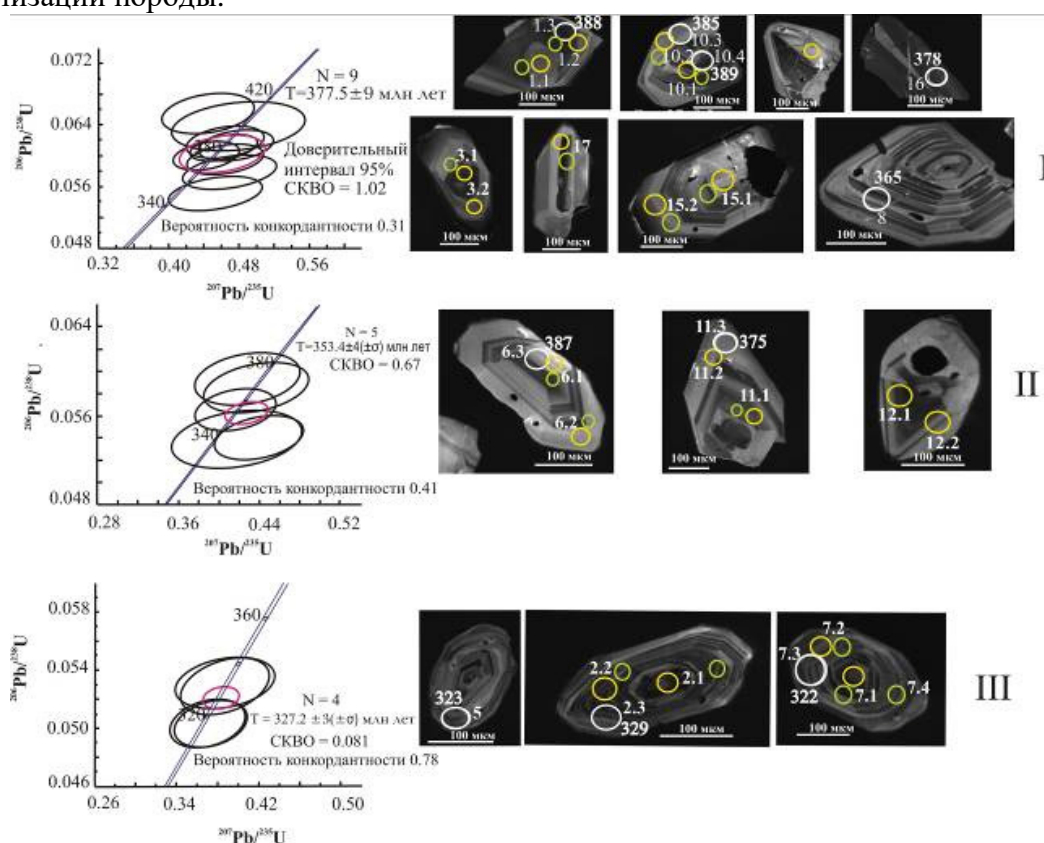


Рис. 1. Диаграммы с конкордиями (данные ЛА-ИСП-МС) и CL-изображения цирконов из жильных диоритовых порфиров с точками датирования (белые кружки – SHRIMP, желтые – ЛА) и измерения микроэлементного состава (зеленые кружки) и возрастaми (SHRIMP); I – магматические, II – измененные магматические, III – гидротермально-измененные цирконы; Номера точек измерения соответствуют номерам анализов в таблице.

Второй тип цирконов (см. рис. 1. III) – более редкие и мелкие длиннопризматические кристаллы с тонкоритмичной зональностью. Отсутствие в них минеральных включений породы-хозяина говорит о кристаллизации цирконов в постмагматическую стадию, когда материнская порода была уже полностью раскристаллизована.

Цирконы разных морфотипов различаются по химическому составу. Первый морфотип характеризуется спектрами с резким ростом от ЛРЗЭ к тяжелым, с ярко выраженной положительной цериевой аномалией и небольшой отрицательной аномалией европия (рис. 2), что характерно для неизмененных магматических цирконов (Hoskin, Schaltegger, 2003).

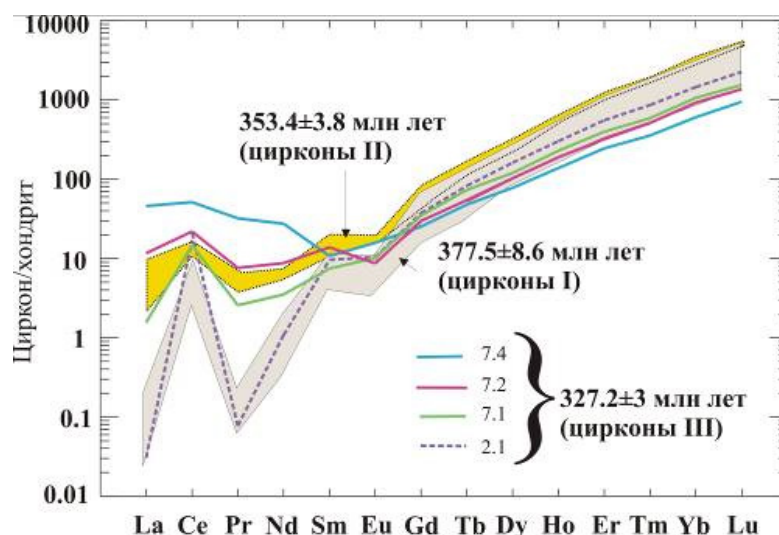


Рис. 2. Распределение РЗЭ в цирконах из жильных диоритовых порфиров месторождения Ау Пановская Ляга. Желтым полем обозначена область распределения РЗЭ цирконов с возрастом 353.4 ± 3.8 млн. лет, серым – с возрастом 377.5 ± 8.6 млн. лет. Отдельные спектры распределения РЗЭ приведены для цирконов с возрастом 327.2 ± 3.0 млн. лет. Нумерация спектров соответствует номерам точек анализа в табл.

Цирконы второго морфотипа характеризуются повышенным содержанием ЛРЗЭ, со слабо выраженной цериевой и европиевой аномалиями. Такое распределение РЗЭ характерно для гидротермально-измененных цирконов (Ферштатер и др., 2012; Hoskin, 2005). Для цирконов первого морфотипа характерны более низкие величины Th/U отношений (0.23-0.31), чем для цирконов второго морфотипа (0.42-0.49). Разные значения Th/U отношений в цирконах разных морфотипов указывают на их кристаллизацию в различных геохимических условиях.

Результаты изучения U-Pb изотопной системы цирконов приведены в табл. 1 и на рис. 1. По данным лазерной абляции выявлено три возрастных кластера среди цирконов: 1 – 377.5 ± 8.6 млн лет, 2 – 353.4 ± 3.8 млн лет, 3 – 327.2 ± 3 млн лет. Первые два кластера образуют цирконы первого морфотипа, а третий получен по более редким цирконам второго морфотипа. По данным SHRIMP-II выявлено два возрастных кластера 381.1 ± 5.7 млн лет и 324.7 ± 6.7 млн лет соответственно для цирконов первого и второго морфотипов. U-Pb датировки для цирконов разных морфотипов, полученные с использованием ЛА-ИСП-МС и SHRIMP-методик, удовлетворительно согласуются между собой. Средний возрастной кластер (353.4 ± 3.8 млн лет), выявленный методом лазерной абляции по магматическим цирконам, подвергшимся изменениям, не является отражением реального геологического события в регионе. За последние годы в ЦИИ ВСЕГЕИ получены десятки примеров сползания значений возраста по конкордии (Бережная, Левский, 2015). Главным механизмом нарушения U-Pb системы является перекристаллизация циркона с потерей свинца,

вследствие чего промежуточные конкордантные значения могут не иметь смысла. Так и в нашем случае, промежуточный возрастной кластер 353.4 ± 3.8 млн лет, не имеет геологического смысла, а является эффектом «сползания по конкордии» в результате частичной перекристаллизации более ранних цирконов. Подтверждением такого вывода служит отсутствие пород с таким возрастом в регионе.

Таблица 1. U-Pb изотопные данные для цирконов из жильных диоритовых порфириров месторождения золота Пановская Ляга.

N	Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_0$, %	Содержание, г/г			$\text{Th}^{232}/\text{U}^{238}$	Изотопные отношения				Возраст, млн лет	
			$^{206}\text{Pb}^*$	Th^{232}	U^{238}		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (1)	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	1σ
1	1.1	0.00	50.11	58	190	0.31	0.48	0.03	0.061	0.001	383	8
2	1.2	0.00	85.02	85	329	0.26	0.44	0.03	0.060	0.001	376	7
3	3.1	0.00	54.36	60	207	0.29	0.46	0.03	0.061	0.001	381	7
4	3.2	0.00	41.73	37	157	0.24	0.46	0.03	0.062	0.001	386	8
5	4	0.00	49.19	52	192	0.27	0.46	0.03	0.059	0.001	372	8
6	17	0.00	18.61	19	67	0.28	0.48	0.05	0.064	0.002	398	13
7	10.1	0.00	30.01	28	105	0.26	0.44	0.03	0.066	0.002	409	10
8	10.2	6.2	57.91	134	239	0.56	1.10	0.12	0.052	0.002	328	10
9	15.1	0.00	39.35	41	160	0.25	0.45	0.03	0.055	0.001	345	9
10	15.2	0.00	37.36	34	150	0.23	0.47	0.03	0.058	0.001	362	9
11	2.1	0.00	60.43	110	264	0.42	0.39	0.03	0.053	0.001	334	7
12	2.2	0.00	62.27	124	288	0.43	0.37	0.02	0.050	0.001	316	6
13	7.1	0.00	44.63	95	195	0.45	0.39	0.03	0.053	0.001	332	8
14	7.2	0.00	41.82	87	192	0.49	0.37	0.02	0.050	0.001	317	7
15	6.1	0.00	23.09	25	99	0.25	0.42	0.04	0.054	0.002	338	11
16	6.2	0.00	47.18	46	193	0.24	0.42	0.03	0.057	0.001	354	7
17	11.1	0.00	32	31	126	0.25	0.44	0.03	0.059	0.001	367	9
18	11.2	0.93	33.53	31	130	0.24	0.58	0.04	0.059	0.001	368	8
19	12.1	0.00	43.72	53	186	0.29	0.44	0.03	0.054	0.001	339	8
20	12.2	0.00	32.98	29	128	0.23	0.43	0.03	0.059	0.002	371	9
21	1.3	0.00	12.7	47	239	0.20	0.469	3.2	0.062	1.8	388	6.8
22	6.3	0.18	7.95	52	150	0.36	0.468	4.5	0.0618	1.9	387	7.2
23	8	0.49	8.41	38	167	0.23	0.413	7	0.0583	2	366	7.3
24	16	1.09	7.23	53	138	0.4	0.425	8.3	0.0605	2	378	7.3
25	10.3	1.23	3.31	14	62	0.23	0.411	20	0.0616	2.4	385	9.2
26	10.4	0.29	6.59	28	123	0.24	0.475	5.7	0.0622	1.9	389	7.3
27	11.3	1.07	3.75	15	72	0.22	0.392	15	0.0599	2.3	375	8.2
28	2.3	0.40	19.8	254	440	0.60	0.371	4	0.05231	1.7	329	5.6
29	5	0.37	9.11	87	205	0.44	0.382	5.3	0.05144	1.9	323	5.9
30	7.3	0.00	8.23	81	188	0.45	0.38	5	0.05118	1.9	321.8	5.9

Примечание. № 1–20 – данные ЛА ИСП-МС; № 21–30 – данные SHRIMP-II; погрешность 1σ ; Pb_0 , Pb^* – обыкновенный и радиогенный Pb соответственно; погрешность в калибровке стандарта 0.57%; (1) – введена поправка на Pb_0 по измеренному ^{204}Pb .

Таким образом, возраст неизмененных магматических цирконов (377.5 ± 8.6 млн лет) соответствует времени кристаллизации дорудных даек, внедрившихся синхронно тоналит-трондьемитовым сериям Верхисетского массива, в условиях активной континентальной окраины, и определяет нижний возрастную рубеж месторождения. Возраст цирконов более



молодой популяции (327.2 ± 3 млн лет) фиксирует позднее тектонотермальное событие, наложившееся на диоритовые порфириды.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № г/р АААА-А18-118052590029-6; аналитические данные получены в Центре коллективного пользования УрО РАН "Геоаналитик".

Литература:

Бережная Н.Г., Левский Л.К. Локальные методы и аномалии уран-свинцовой системы в цирконах // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии (2–5 июня 2015 г., г. Санкт-Петербург). СПб.: Sprinter, 2015. С. 37–39.

Заводчиков С.Г. Месторождения Невьянского района. В кн.: 200 лет золотой промышленности Урала. Изд-во УФАН СССР. Свердловск. 1948. С. 195–234.

Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. U-Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306.

Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита. Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 23 с.

Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Препринт. Свердловск: УО АН СССР, 1987. 72 с.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П. Новые данные о времени существования окраинно-континентальной зоны субдукции на Среднем Урале // ДАН. 2016. Т. 471. № 4. С. 455–458.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала // Литосфера. 2012. № 4. С. 13–29.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircons and igneous and metamorphic petrogenesis / M.J. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Ed) // Zircon Rev. Min. Geochim. 2003. Vol. 53. P. 27–55.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. 69. P. 637–648.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian Alkaline Igneous Suite of Northern Timan: Ion Microprobe U–Pb Zircon Ages of Gabbros and Syenite // Mem. Geol. Soc. London. 2004. V. 30. P. 69–74.

БАРЬЕРНАЯ РОЛЬ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД В МИГРАЦИИ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

Зуб О.Н.

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Важное место среди аккумулятивных форм рек принадлежит ее устьевым частям, то есть местам впадения реки в морской, озерный или океанический бассейны. Такие места характеризуются особыми физико-химическими и динамическими условиями, которые отличаются от условий, как морского бассейна, так и реки. Именно здесь происходит резкое уменьшение скорости течения реки, что приводит к быстрому отложению большого количества обломочного материала, который приносится рекой. Кроме этого, в результате смешивания соленой морской и пресной речной воды происходит коагуляция коллоидных частиц. Все это вместе обуславливает быстрое накопление осадочного материала. Однако, морские волны и приливно-отливные явления приводят к выносу принесенного рекой материала в открытый бассейн (Артемьев В.Е., 1991). В зависимости от соотношения количества материала, который накапливается в устьях рек и выносится в открытые водные бассейны, устьевые части рек делятся на два типа - дельты и эстуарии.

Главными биологическими процессами в зоне смешивания речных и морских вод являются следующие: а – массовое развитие фитопланктона; б – массовое развитие

зоопланктона (филтраторов); в – массовое развитие бентоса (донных филтраторов). Типичные концентрации взвешенных веществ в воде на рисунке указаны в рамках (в мг/л) (рис. 1).

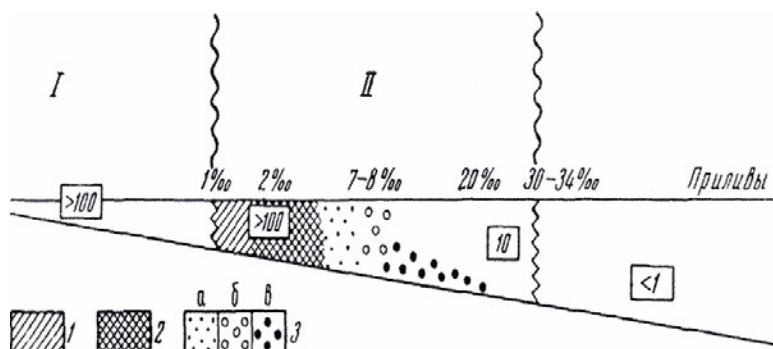


Рис. 1. Солевой барьер и главные процессы в зоне смешения речных и морских вод на схематическом разрезе через эстуарий: I – пресные воды; II – солоноватые воды; III – соленые воды.

Областями концентрации осадочного вещества на барьере река-море («пробки») являются: 1 – иловая пробка (максимальная концентрация взвеси, значительно превышающая исходную речную); 2 – органо-минеральная (флоккуляция фульвово-кислот и гуминовых кислот растворенных в речной воде на контакте с морской водой, соосаждение растворенного железа и др.); 3 – биологическая пробка – расцвет фито- и зоопланктона солоноватых вод (рис. 1).

Среди элементов, выносимых с химическим стоком реки, преобладают гидрокарбонатные ионы, относительная доля которых в среднем достигает около 52 %. Значительно меньшую роль играют ионы кальция и сульфатные, средний содержание которых составляет соответственно 13,4 % и 14,3 %. Несколько меньший вклад в сток химических элементов хлоридных ионов и натрия, а наименьшей является доля ионов магния – 4,2 %, что характерно для рек равнинной части (Гордеев, 2009). Такое распределение химического стока между основными ионами объясняется химическим составом речной воды, преобладающим анионом которой является HCO_3^- (46–70 % экв) и Ca^{2+} (35–60 % экв).

Колебания стока отдельных ионов в разные годы напрямую зависят от изменений общего ионного стока реки. Теснота взаимосвязи при этом оценивается коэффициентами корреляции, меняются для разных ионов в пределах 0,61–0,97. Минимальные значения характерны для хлоридных ионов, а максимальные – для гидрокарбонатных, что, по мнению автора, связано с разной растворимостью указанных ионов.

В период паводков в речную систему поступает от 30,7 % до 34,2 % растворенных в воде элементов, а в межень химический сток отдельных ионов и их суммы минимальны, границы его колебаний составляют 19,2–20,9 %.

Процесс формирования химического состава воды в период поступления большого количества талых или дождевых вод нельзя рассматривать как простое разбавление русловых вод маломинерализованными талыми водами. Значительные величины химического стока свидетельствуют, что в это время происходит интенсивная химическая эрозия водосбора (Гулин, 2002).

Рассматривая поступления растворенных веществ с речными водами в море, целесообразно остановиться на их поведении в прибрежной зоне. Если поступления большинства ионов может быть описано процессами простого смешивания, то поведение иона кальция, среди изученных компонентов отмечается наибольшей степенью



неконсервативности, в системе «река-устье-море» будет носить более сложный характер. Карбонатные соединения кальция относятся к малорастворимым веществам и способны изменять фазовое состояние при резком нарушении физико-химических условий, в том числе при переходе от пресных к морским экосистемам. При колебании содержания HCO_3^- от 158 до 219 мг / дм³ и рН от 7,74 до 8,19 в речной воде характеризуется пресыщенностью относительно карбоната кальция, и определяется как индекс насыщения (Гордеев, 2014).

Несмотря на пресыщенность раствора, выпадение хемогенного карбоната кальция в речной воде в большинстве случаев не происходит, то есть наблюдается метастабильное состояние, когда кинетика химических реакций очень замедленная. Факторами стабильности карбонатной системы в водной среде является незначительная концентрация CO_3^{2-} и растворенные гумусовые вещества.

О поведении карбоната кальция при смешивании речных и морских вод можно сделать ряд предположений. Во время смешивания морских и речных вод будут задействованы несколько противоположно направленных процессов. С одной стороны, повышение рН воды в результате жизнедеятельности фитопланктона и концентраций Ca^{2+} и CO_3^{2-} будет способствовать смещению равновесия вправо и увеличению пресыщения раствора карбонатом кальция. С другой стороны, рост ионной силы приведет к уменьшению коэффициентов активности Ca^{2+} и CO_3^{2-} и соответствующего увеличению растворимости карбоната кальция. Соотношение указанных процессов будет определять направленность трансформации карбонатно-кальциевой системы. Скорее всего, летом индекс насыщения будет расти, что, возможно, приведет к частичному переходу CaCO_3 в твердую фазу. Зимой индекс насыщения вод прибрежной зоны уменьшится (Гордеев, 2009).

Выводы.

Проведенные исследования показали, что сток химических элементов из бассейна рек определяется преимущественно природными факторами.

Внутригодовое распределение ионного стока носит неравномерный характер. Практически половина (47–49 %) всех растворенных химических элементов выносятся водами реки во время весеннего половодья; 31–34 % – в период паводков и только 20–21 % в течение межени.

Изменчивость химического стока реки определяется концентрациями растворенных в воде элементов и водности реки. Среди этих факторов объем водного стока является преобладающим.

В зоне смешивания речной и морской вод система находится в состоянии пресыщения относительно карбоната кальция, однако смещение равновесного состояния в сторону образования твердого осадка CaCO_3 не наблюдается вследствие незначительных концентраций карбонатных ионов и присутствия органических веществ гумусового происхождения.

Литература:

Артемьев В.Е. Геохимия органического вещества в системе река-море: автореферат дис. ... доктора геол.-минер. наук / Ин-т океанологии. Москва, 1991.

Гордеев В.В. Система река-море и ее роль в геохимии океана: автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук / Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук. Москва, 2009. 18 с.

Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 721–744.

Гулин С.Б. Исследование процессов эвтрофикации, радиоактивного и химического загрязнения Черного моря с использованием природных и антропогенных радиотрассеров: автореферат дис. ... доктора биологических наук: 03.00.01 / Моск. гос. ун-т им. М. В. Ломоносова. Биол. фак. Москва, 2002. 48 с.



ДВА ТИПА ДИСКОРДАНТНОСТИ БАДДЕЛЕИТА ИЗ КАРБОНАТИТОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ОБЪЕМНОГО ЭТАПА МАГМАТИЗМА СИБИРСКИХ ТРАППОВ

Иванов А.В.¹, Корфу Ф.², Каменецкий В.С.^{1,3}, Марфин А.Е.¹, Владыкин Н.В.⁴

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, aivanov@crust.irk.ru, marfin1309@gmail.com

²Университет Осло, Осло, Норвегия, fernando.corfu@geo.uio.no

³Университет Тасмании, Хобарт, Австралия, dima.kamenetsky@utas.edu.au

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, vlad@igc.irk.ru

Высокоточное датирование с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методов показало, что главная фаза магматизма крупных изверженных провинций длится короткий промежуток времени, составляя первые миллионы лет или даже сотни тысяч лет. Малообъемные извержения могут предшествовать, но обычно следуют за объемной фазой, будучи в отрыве от нее на миллионы или первые десятки миллионов лет. Провинция Сибирских траппов, является самой объемной среди фанерозойских крупных изверженных провинций (Ivanov, 2007) и считается, что ее магматизм привел к самой серьезной биосферной катастрофе – позднепермскому массовому вымиранию (Erwin et al., 2002).

Почти двадцать лет назад длительность наиболее объемного этапа магматизма Сибирских траппов была зажата между двумя U-Pb датировками 251.7 ± 0.4 млн лет и 250.2 ± 0.3 млн лет, полученными, соответственно, по перовскиту маланефелинитов ранней арыджанской свиты и бадделеиту карбонатитов позднего Гулинского комплекса пород (Kamo et al., 2003). Преимущественно базальтовые излияния происходили между этими событиями. Эти датировки были получены при помощи изотопного разбавления с масс-спектрометрией с термической ионизацией (ID-TIMS). Последующее использование этого метода, но с более высокой точностью, показало, что датировки по перовскиту арыджанской свиты несколько древнее – 252.20 ± 0.12 млн лет и 252.27 ± 0.11 млн лет (Burgess and Bowring, 2015). Гулинский массив передатировался только методами химического датирования и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICPMS) (Малич и др., 2015), точность которых не соответствует задаче установления времени и длительности магматизма крупных изверженных провинций. Тем не менее, существует необходимость проверить опубликованные данные по бадделеиту карбонатитов Гулинского комплекса, поскольку его возраст был дискордантен и оценен по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношению, исходя из допущения, что дискордантность вызвана избыточным ^{207}Pb , накопившемся из-за ^{231}Pa - ^{235}U неравновесия (Kamo et al., 2003).

В этой работе изучены минеральные включения в бадделеите карбонатитов Гулинского комплекса методами электронной микроскопии, Рамановской спектроскопии и LA-ICPMS, а также выполнено высокоточное датирование при помощи ID-TIMS. Показано, что в бадделеите находятся множественные включения апатита с «нормальным» изотопным составом обычного свинца (common lead). Включения апатита отвечают за обнаружение в ID-TIMS анализах обычного свинца, который корректируется рутинным образом, используя модель эволюции свинца (Stacey and Kramers, 1975). Другим типом включений в бадделеите является Ta-Nb-Th-U-оксидная фаза переменного состава. Радиогенный свинец из этой фазы терялся в результате диффузии, в результате чего, измеренные точки методом ID-TIMS образуют отчетливую дискордию с верхним пересечением с конкордией 279.3 ± 11.0 млн лет и нижним пересечением с конкордией 99.4 ± 56.4 млн лет (рис. 1а). В обычном исследовании, верхнее пересечение такой дискордии принималось бы за возраст кристаллизации бадделеита, а нижнее – событием потерь радиогенного свинца. Однако, значение 279.3 ± 11.0 млн лет оказывается древнее даже возраста арыджанской свиты (~252 млн лет), равно как древнее химической датировки торинита 250.1 ± 2.9 млн лет (Малич и

др., 2015). Стратиграфически разумный возраст бадделеита получается, если допустить, что действительно имело место ^{231}Pa - ^{235}U неравновесие во время кристаллизации бадделеита. ^{231}Pa имеет период полураспада 32.5 тыс лет. Если протактиний более совместим с бадделеитом чем уран, то во время кристаллизации бадделеита происходил рост $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ отношения и, как следствие, избыток радиогенного ^{207}Pb . Используя такое допущение на рис. 1b данные скорректированы на ^{231}Pa - ^{235}U неравновесие. Возраст кристаллизации бадделеита в таком случае рассчитан как конкордантный возраст для двух наиболее древних точек (250.33 ± 0.38 млн лет). Используя эту датировку и средневзвешенное из двух датировок арыджанской свиты по данным (Burgess and Bowring, 2015), длительность объемного этапа магматизма Сибирских траппов равняется 1.91 ± 0.38 млн лет. Возраст нижнего пересечения дискордии (129.2 ± 65.0 млн лет) по скорректированным на ^{231}Pa - ^{238}U неравновесие данным соответствует времени обширного рифтогенеза, проявившегося на территории Центральной и Восточной Азии (Wang et al., 2011). По-видимому, в это время территория Гулинского массива (возможно и всей Сибирской платформы) оказалась выведена в близповерхностный уровень, что привело к диффузионным потерям радиогенного свинца из торианита.

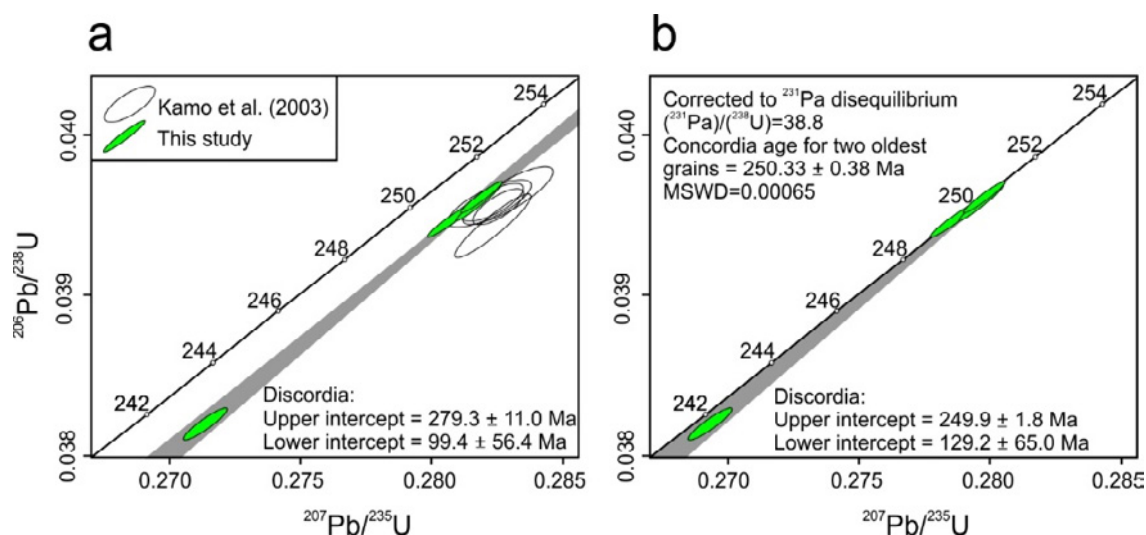


Рис. 1. а – Диаграмма с конкордией для бадделеита из карбонатитов Гулинского комплекса. Заштрихованные эллипсы – новые данные, открытые эллипсы (Kamo et al., 2003). б – Данные, скорректированные на ^{231}Pa - ^{235}U неравновесие. Диаграммы построены и возрасты рассчитаны с использованием программы IsoplotR (Vermeesch, 2018). Значения ошибок – 2s аналитические, не учитывающие погрешность в изотопном трассере и константах радиоактивного распада.

Данное исследование показывает сложность и неоднозначность интерпретации данных U-Pb датирования минералов карбонатитов, в которых возможны изотопные неравновесия. Возможно, это также распространяется на другие щелочные и сильно дифференцированные магматические системы (Amelin, Zaitsev, 2012; Anczkiewicz et al., 2001; Sun et al., 2020).

Работа выполнена в рамках гранта правительства РФ 075-12-2019-1883.

Литература:

Малич К.Н., Хиллер В.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. Результаты датирования торианита и бадделеита карбонатитов Гулинского массива (Россия) // Доклады академии наук. 2015. Т. 464. С. 664–667.

Amelin Y., Zaitsev A.N. Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 2399–2419.



Anczkiewicz R., Oberli F., Burg J.P., Villa I.M., Gunther D., Meier M. Timing of normal faulting along the Indus Suture in Pakistan Himalaya and a case of major $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ initial disequilibrium in zircon. *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 191. P. 101–114.

Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Science Advances*. 2015. V. 1. e1500470.

Erwing D.H., Bowring S.A., Yugan J. End-permian mass extinctions: A review. In: Koeberl C., MacLeod K.G. (Eds.) *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond*. Geological Society of America Special Paper. 2002. V. 356. P. 363–383.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davids 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 and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P. 75–91.

Sun Y., Schmitt A.K., Pappalardo L., Russo M. Quantification of excess ^{231}Pa in late Quaternary igneous baddeleyite. *American Mineralogist*. 2020. V. 105. P. 1830–1840.

Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

Wang T., Zheng Y.D., Zhang J.J., Zeng L.S., Donskaya T., Guo L., Li J.B. Pattern and kinematic polarity of Late Mesozoic extension in continental NE Asia: Perspectives from metamorphic core complexes. *Tectonics*. 2011. V. 30. TC6007.

ЧИСЛЕННЫЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТРОЙНЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ И $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ В P-T УСЛОВИЯХ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Иванов М.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, m.v.ivanov@ipgg.ru

Глубинные флюиды, содержащие H_2O , CO_2 и соли (хлориды щелочных и щёлочноземельных металлов), играют важную роль в магматическом, метаморфическом и метасоматическом петрогенезисе, рудообразовании, в переносе вещества на разные уровни земной коры. В трёхкомпонентных флюидах такого состава, находящихся в P-T условиях выше критической точки воды возможно явление распада на две несмешиваемые (условно газовую и условно жидкостную) флюидные фазы, серьёзно различающиеся по составу, плотности, pH и другим физико-химическим параметрам. Также возможно образование фазы твёрдой соли. Фазовый распад ранее гомогенного флюида может быть вызван, в частности, изменением температуры или давления. NaCl и CaCl_2 относятся к солям, наиболее часто встречающимся в глубинных флюидах.

Нами созданы две однотипные термодинамические модели флюидов состава $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ для диапазона температур $500^\circ\text{C}-1400^\circ\text{C}$, давлений 1–20 кбар и произвольного соотношения компонентов флюида (Иванов, Бушмин, 2019, 2021). Численные параметры моделей получены на базе имеющихся в литературе экспериментальных данных по распаду гомогенного флюида на сосуществующие флюидные фазы и по значениям активности воды в рассолах при высоких P-T параметрах. Полученные уравнения состояния позволяют предсказывать свойства флюидов, принимающих участие в процессах глубинного петрогенеза: фазовое состояние (гомогенное или многофазное), плотности и сжимаемости флюидных фаз, концентрации компонентов в сосуществующих фазах, химические активности компонентов. На рис. 1 приведено сравнение фазовых диаграмм для систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$. Качественно совпадающие, эти диаграммы заметно отличаются размерами фазовых полей и химическими активностями компонентов. Так при данных P-T параметрах активность воды в поле двухфазного флюида в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ лежит в диапазоне 0.474–0.648, в то время как для $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ это диапазон 0.424–0.697. Предельно возможная для гетерофазной области активность воды в модельной системе

является важной реперной характеристикой при анализе фазового состояния флюида как на основе данных по составу флюидных включений, так и результатов расчёта активности воды по минеральным равновесиям. Такого рода анализ проведён в работе (Бушмин и др., 2020).

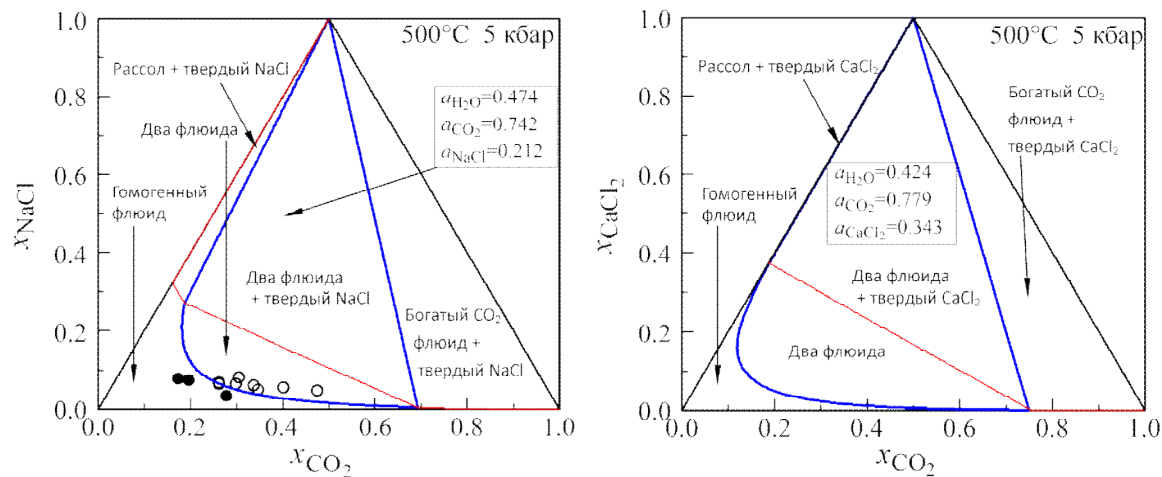


Рис. 1. Фазовые диаграммы систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$.

Используемая в наших моделях параметризация P - T зависимостей коэффициентов в свободной энергии Гиббса через мольные объёмы воды и углекислого газа, хорошо известные в очень широких диапазонах температур и давлений, делает возможным применение наших моделей за пределами экспериментального диапазона P - T параметров, вплоть до условий, соответствующих границе кора-мантия. Пример эволюции фазового состояния флюида при значительном изменении давления приведён на рис. 2. Рост давления приводит к увеличению растворимости CO_2 в рассоле $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$. Это ведёт к расширению поля гомогенного флюида. Тем не менее, обширное поле двухфазного флюида сохраняется до давления 20 кбар.

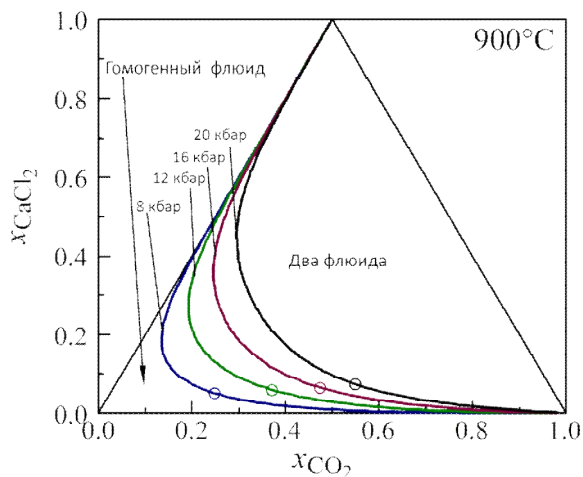


Рис. 2. Фазовые диаграммы системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ для нескольких величин давления.

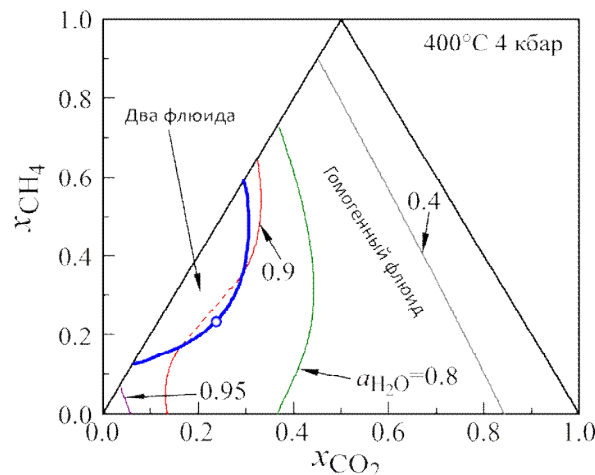


Рис. 3. Фазовая диаграмма системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$.

Для бессолевого системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ на основе уравнений состояния (Zhang, Duan, 2009) нами проведено исследование фазового состояния и активностей компонентов в этой



системе при условии отсутствия в системе химических реакций. Как показывают наблюдения (см. например, Van den Kerkhof et al, 1991), данное условие выполняется для микровключений, размер которых не достаточен для образования стабильных зёрен графита. Пример такой фазовой диаграммы дан на рис. 3.

Работа выполнена в рамках научно-исследовательской темы Лаборатории флюидных процессов ИГГД РАН 0132-2021-0002 (FMUW-2021-0002) «Физико-химическая эволюция многокомпонентных флюидов в P-T условиях коры: новые термодинамические модели, приложение к метаморфическому и метасоматическому петрогенезису».

Литература:

- Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В., Лебедева Ю.М., Савва Е.В. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23–54.
- Иванов М.В., Бушмин С.А. Уравнение состояния флюидной системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ и свойства флюидных фаз при P-T параметрах средней и нижней коры. // Петрология, 2019, т.27, №4, с.431–445.
- Иванов М.В., Бушмин С.А. Термодинамическая модель флюидной системы H_2O-CO_2-NaCl при P-T параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 90–103.
- Van den Kerkhof A.V., Touret J.L.R., Maijer C., and Jansen J.B.H. Retrograde methane-dominated fluid inclusions from high-temperature granulites of Rogaland, southwestern Norway // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 2533–2544.
- Zhang C., Duan Z. A model for C–O–H fluid in the Earth’s mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 2089–2102.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПОЛИФОРМАЦИОННОГО ТУРГИНСКОГО ИНТРУЗИВА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Иванова А.А.¹, Сырицо Л.Ф.², Сальникова Е.Б.¹, Баданина Е.В.²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия, anna_al_ivanova@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, e.badanina@spbu.ru

Тургинский массив редкометальных Li-F гранитов в Восточном Забайкалье пространственно сопряжен с интрузивными образованиями предшествующих этапов магматизма. Этот массив послужил в свое время модельным объектом для изучения характера распределения летучих компонентов между ранними монцонитоидами и литий-фтористыми гранитами и разработки на этой основе концепции развития редкометальных гранитов как дифференциатов монцонитоидного магматизма (Трошин, 1978; Трошин и др., 1983). Такое представление предполагало последовательную дифференциацию щелочно-базальтоидных расплавов с дегазацией летучих вследствие глубокой контаминации первичной магмы карбонатным материалом и обособлением на заключительных этапах богатых фтором флюидов, которые и послужили причиной образования флюидонасыщенных расплавов кукульейских гранитоидов. Верификация предложенной модели весьма способствовала повышенному интересу к корректной оценке возрастных соотношений пород, слагающих Тургинский интрузив.

Датирование монцонитоидов шахтаминского комплекса, проявленных в пределах Тургинского интрузива, по Rb-Sr изотопной системе (породно-минеральная изохрона) показало, что фигуративные точки не образуют единой изохроны и распадаются на два



кластера. Так, плагиоклаз и калиевый полевой шпат дают указание на возраст в 159 млн лет, что близко соответствует времени формирования граносиенитов главной фазы шахтаминского массива – 158 ± 1 (Сырицо и др., 1999), в то время как возраст кристаллизации амфибола и биотита (около 132 млн лет) близок ко времени формирования кукульбейского комплекса – 142 ± 1 млн лет (Костицын и др., 2004; Абушкевич, Сырицо, 2007; Иванова и др., 2021). Полученные данные в целом соответствуют двум возрастным этапам развития монцонитоидного и лейкогранитового магматизма в регионе Восточного Забайкалья. При этом лейкогранитовый расплав, вызвав прогрев вмещающих монцонитоидов, привел к нарушению Rb-Sr изотопной системы, что сказалось, прежде всего, на биотите и амфиболе. Такая ситуация весьма осложняет восприятие вышеуказанной концепции Ю.П. Трошина (1978).

В составе кукульбейской части Тургинского интрузива выделяются протолитионитовые граниты основного объема и малые штоки и дайки амазонитовых гранитов заключительной фазы. Имевшиеся до недавнего времени данные о возрасте лейкогранитов Тургинского массива существенно различались: 133.8 ± 1.2 млн лет (Абушкевич, 2009, неопубл. данные; Сырицо и др., 2021) и 143 ± 5 млн лет (Шергина, неопубл. данные) по Rb-Sr изотопной системе, 152.7 ± 3.9 млн лет по U-Pb (SIMS) датированию по циркону из амазонитовых гранитов (Удоратина и др., 2017). Для ревизии указанных данных был использован оптимизированный нами на примере циркона из протолитионитовых и амазонитовых гранитов метод U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркона с высоким содержанием примесных компонентов (U, Th, P3Э). По результатам указанного датирования обеих разновидностей пород установлено, что протолитионитовые и амазонитовые граниты разновозрастны: 146 ± 4 млн лет и 141 ± 1 млн лет, соответственно (Иванова и др., 2021). Эти данные согласуются с известными оценками возрастов формирования редкометальных гранитов кукульбейского комплекса (U-Pb метод по циркону, Rb-Sr метод) (Абушкевич, Сырицо, 2007; Костицын и др., 2004; Сырицо и др., 2021).

Особого внимания заслуживают результаты датирования порфировидных биотитовых гранитов, представленных небольшими выходами в апикальной части массива и долгое время выделяемых нами в качестве ранней фазы в составе кукульбейского комплекса в пределах Тургинского массива (Сырицо и др., 2021). Первые результаты датирования этих пород по циркону (U-Pb, CA-ID-TIMS) приведены в работе (Иванова, Сальникова, 2020), позднее исследования были дополнены. По результатам геохронологических исследований для обоих выходов биотитовых гранитов (северный участок в районе г. Джидокан и центральный участок в пределах Тургинского массива) установлено, что возраст кристаллизации циркона составляет 259 ± 2 млн лет. Полученные данные ставят под сомнение принадлежность порфировидных биотитовых гранитов, представленных в пределах Тургинского массива, к кукульбейскому комплексу. Возможно, положение биотитовых гранитов на единой породной изохроне вместе с протолитионитовыми и амазонитовыми гранитами массива (Абушкевич, 2009, неопубл. данные; Сырицо и др., 2021) обусловлено их прогревом при внедрении литий-фтористого расплава, обусловившего нарушение равновесия Rb-Sr изотопной системы.

Гранитоиды такого возраста расположены к северу от Тургинского массива и представлены обширным выходом палеозойского Верхнеундинского батолита, в строении которого принимают участие биотитовые лейкократовые граниты. Согласно литературным данным (Dril et al., 2017; Козлов и др., 2003), возраст формирования слабо порфировидных биотитовых лейкогранитов главной фазы Верхнеундинского батолита оценивается в 249 ± 4 млн лет (U-Pb), 275 ± 34 млн лет (Rb-Sr). Сходство физиографии ундинских пород с биотитовыми гранитами Турги, их близкий петрохимический состав и возрастные данные их формирования позволяют допускать идентичность их формационной принадлежности.



Однако значительно более сложным оказалось сопоставление рассматриваемых пород по редкоэлементному составу. Как известно, в лейкогранитах заключительных фаз батолитового магматизма в рамках «классической» модели не прослеживается сколь-либо значимого накопления к поздним фазам литофильных редких элементов и фтора, при существенном снижении содержаний элементов группы железа, магния, титана, стронция, бария (Гребенщикова, 2004; Козлов и др., 2003). При формировании крупных плутонов образование интрузий с геохимическими характеристиками редкометалльных Li-F гранитов не происходит (Антипин и др., 2019). В то же время биотитовые граниты Тургинского массива, напротив, обогащены комплексом редких и рассеянных элементов – F, Li, Rb, Ta, Nb, Sn, U, Cs. Важно отметить, что для некоторых из этих элементов определенно отмечается преобладание накопления в биотитовых гранитах Турги относительно биотитовых гранитов Верхнеундинского батолита (к примеру, в координатах Rb-Sr). Таким образом, возникает двоякость интерпретации принадлежности порфиридных биотитовых гранитов. С одной стороны, биотитовые граниты апикальной части Тургинского массива по возрастным характеристикам соответствуют ундинскому комплексу, с другой стороны – по составу являются более благородными и больше соответствуют ранним фазам редкометалльного магматизма.

Возможно также предполагать палеозойские граниты батолита в качестве субстрата плавления при формировании мезозойских гранитов. Однако редкометалльные граниты Тургинского массива отличаются от типичных массивов амазонитовых гранитов Восточного Забайкалья и обладают уникальной геохимической специализацией. Учитывая преимущественную обогащенность кукульбейских гранитов Тургинского массива характерной ассоциацией элементов – Zr, LREE, Nb, Th, U, вплоть до проявления агапитовой аксессуарной минерализации, при относительно слабом накоплении традиционных элементов, типичных для амазонитовых гранитов (Li, Rb, Ta, F), есть основание предполагать воздействие на тургинский расплав («подпитку») более глубинного мантийного вещества, очевидно, связанного с мантийным диапиризмом, характерным для мезозойского этапа развития рассматриваемого региона. Это различие с типичными Li-F гранитами Забайкалья (Орловский и Этыкинский массивы) особенно контрастно проявляется при сопоставлении состава исходных материнских расплавов (если считать исходным субстратом плавления для Турги ундинские лейкограниты), с поправкой на правомерность сопоставления гранитов различных комплексов и предположение о наследовании черт ундинских пород кукульбейскими при переплавлении первых. При сходном уровне концентрации Rb расплав тургинских биотитовых гранитов в сравнении с материнским расплавом классических редкометалльных гранитов отличается резко меньшим содержанием Li (1200 – 177 г/т, соответственно), повышенным содержанием Nb (15.4 – 76.4 г/т, соответственно), U (5.2 – 43.0 г/т, соответственно), Th (5.9 – 36.9 г/т, соответственно), Y (14.0 – 77.7 г/т, соответственно), суммарного содержания РЗЭ (26.7 – 262 г/т, соответственно).

Подобное различие в геохимической специализации и уровнях концентрации редких элементов прослеживается между редкометалльными гранитами центральной части (Хэнтэйский массив) многофазного Бага-Хэнтэйского плутона в Монголии и редкометалльными гранитами периферической зоны (Жанчивланский, Абдарский массивы) (Антипин и др., 2019). Здесь литофильными элементами максимально обогащены Li-F граниты краевых зон, в то время как в центральной части магматического ареала концентрирование этих элементов в редкометалльных гранитах проявлено слабо. И, что особо примечательно, в интрузиях центральной части ареала фиксируется обогащение высокочargedными элементами (Zr, Hf, Nb, Zn, Th, U). Высокое содержание этих элементов может указывать на глубинный источник их накопления. Согласно концепции авторов, формирование редкометалльной магмы не связано с эволюцией крупных многофазных



плутонов и обусловлено воздействием мантийного диапира на биотитсодержащий гранулитовый субстрат, приводящим к образованию $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-F}$ -содержащих флюидов. Различие в пространственном положении упомянутых массивов отражает представление авторов работы о более глубинном источнике вещества в центральной части плутона.

Интерпретация изотопно-геохронологических данных показывает, что Тургинский интрузив является сложным полиформационным объектом с пространственным совмещением палеозойских и мезозойских пород различных комплексов. Геохимическая специфика редкометальных гранитов Тургинского массива кукульбейского комплекса с дифференциацией вплоть до образования агпаитовой акцессорной минерализации в сравнении с типичными плюмазитовыми Li-F гранитами региона обусловлена, по-видимому, локальным сочетанием ряда факторов: глубинной мантийной «подпиткой», сопряженностью с монцитонидами шахтаминского комплекса и карбонатными породами и их контаминацией, а также пространственной приуроченностью к крупному батолиту, также частично послужившему, вероятно, субстратом плавления.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 18-05-00957 и 20-05-00437.

Литература:

Dril S.I., Noskova Yu.V., Wang K.-L., Belyaev V.A., Skuzovatov S.Yu., Grigoriev D.A., Belkov D.A. Geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry of Late Paleozoic collisional granitoids of Undinsky complex (Eastern Transbaikal region) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8(3). P. 455–459.

Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 148 с.

Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометальные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 485. № 3. С. 335–340.

Гребенщикова В.И. Геохимия фанерозойских гранитоидных батолитов Восточной Сибири и их роль в формировании золотого оруденения Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск. 2004.

Иванова А.А., Сальникова Е.Б. Результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований циркона из гранитоидов ундинского комплекса (Восточное Забайкалье) // *Материалы XI Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования»*. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2020. С. 103.

Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сырицо Л.Ф., Плоткина Ю.В. Возможности использования U-Pb (CA-ID-TIMS) геохронологических исследований для датирования высокоуранового метамиктного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498. №1. С. 37–41.

Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // *Геохимия*. 2003. № 4. С. 408–424.

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // *Геохимия*. 2004. №9. С. 940–948.

Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В. Амазонитовые Li-F граниты REE-Zr-Nb-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // *Петрология*. Т. 29. №1. 2021. С. 64–89.

Сырицо Л.Ф., Шергина Ю.П., Баданина Е.В. и др. Мезозойские интрузивные серии Забайкалья и проблемы их петрогенезиса // *Вестн. СПб. ун-та*. 1999. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 82–88.

Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука. 1978. 172 с.

Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука. 1983. 182 с.



Удоратина О.В., Варламов Д.А., Цыганков А.А., Кобл М.А., Ген Ц. Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов Шахтаминского и Кукульбейского комплексов (Восточное Забайкалье): новые данные // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III международной геологической конференции, 28-31 августа 2017 г., Екатеринбург, Россия. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2017. С. 304–308.

ПЕТРОГЕНЕЗИС СКАПОЛИТОВОГО ГАББРО БАМБУЙСКОЙ ИНТРУЗИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Избродин И.А.¹, Дорошкевич А.Г.^{1,2}, Рампилов М.О.¹, Хромова Е.А.¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, izbrodin@ginst.ru

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

Настоящая работа посвящена детальному изучению Бамбуйского интрузива, находящегося в северо-восточной части Витимской щелочной провинции. Первоначально Бамбуйский интрузив изучался Б.А. Литвиновским при крупномасштабной геологической съемке 1963 г. На основе структурных, геологических и петрографических признаков была составлена геологическая карта, а щелочные сиениты и габбро объединены в единый интрузивный комплекс (Литвиновский, 1967).

Особенностью интрузива является наличие повышенных количеств скаполита в габбро. Природа образования данных пород остаётся дискуссионной. Скаполит является типоморфным минералом, формирующимся в метаморфических и гидротермальных (метасоматических), значительно реже в магматических условиях, с дефицитом кремнезема (Goff et al., 1982; Gajdošová et al., 2019). Петрографические и минералогические исследования показывают, что скаполит в габбро Бамбуйской интрузии представлен двумя типами. Первый относится к мариолитовому скаполиту, имеет магматическое происхождение и кристаллизовался близ одновременно с плагиоклазом и барийсодержащим калиевым полевым шпатом. В мариолитовом скаполите отсутствуют реликты плагиоклаза, а также нет реакционных текстур скаполит-плагиоклаз. В минерале присутствуют редкие включения цирконолита и пирротина. Стоит отметить, что совместное нахождение скаполита и пирротина в диопсидовом габбро Ильменских гор рассматривается как результат одновременной кристаллизации в магматическом расплаве (Кориневский, Кориневский, 2015). По химическому составу скаполит имеет высокое содержание Са и попадёт в поле (рис. 1), характерное для кальцитовых карбонатитов Эват (Gajdošová et al., 2019) и габбро Ильменских гор (Кориневский, Кориневский, 2015), для которых доказывается магматическая природа. Считается, что скаполит, как первичная магматическая фаза, кристаллизуется при высоких температурах (выше 850 °С) и при повышенном давлении (3–6 кбар) (Goldsmith, Newton, 1977; Goff et al., 1982). Ключевым фактором, способствующим образованию первичного скаполита, является высокий уровень активности CO₂ и / или SO₄ (Owen, Greenough, 1999) в расплаве. Возможным объяснением этого может быть взаимодействие базитового расплава с карбонатными породами в континентальной коре до его внедрения и кристаллизации. Карбонаты, под воздействием температуры разлагаются, с выделением CO₂, и частично растворяются в расплаве. Экспериментально доказано, что щелочные базальты растворяют до 1,7 раз больше CO₂, чем базальты с низким содержанием щелочей, и до 2 раз больше, чем MORB (Lesne et al., 2011). При этом, продуктами взаимодействия равных массовых долей чистого кальцита (CaCO₃) и базальтового расплава будут расплав + флюид + кальцит + сrx ± плагиоклаз ± кальциевый скаполит ± шпинель (Carter, Dasgupta, 2015). Природными примерами такого взаимодействия

с карбонатными толщами являются щелочные базальтовые расплавы Италии (Pescerillo, 2017).

Второй тип, относящийся к мейонитовому скаполиту, отмечен совместно с кальцитом, в контактовой части габбро с вмещающими карбонатными породами. Минерал имеет более высокое содержание Ca (73–84 Me %) по сравнению с первым типом и попадает в поле, характерное для метасоматических скаполитов из габбро щелочного комплекса Чо Дон (Dumańska-Słowik et al., 2020) и карбонат-силикатных пород поля Эват (Gajdošová et al., 2019). Формирование этого типа скаполита происходило при становлении и кристаллизации интрузии.

Стоит отметить, что скаполит мариолитового состава из габбро центральной части массива имеет более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (+7,2 ‰), чем мейонитовый скаполит из контактовой зоны (+9,5 ‰), что также подтверждает образование скаполитов на разных этапах эволюции исследуемой системы.

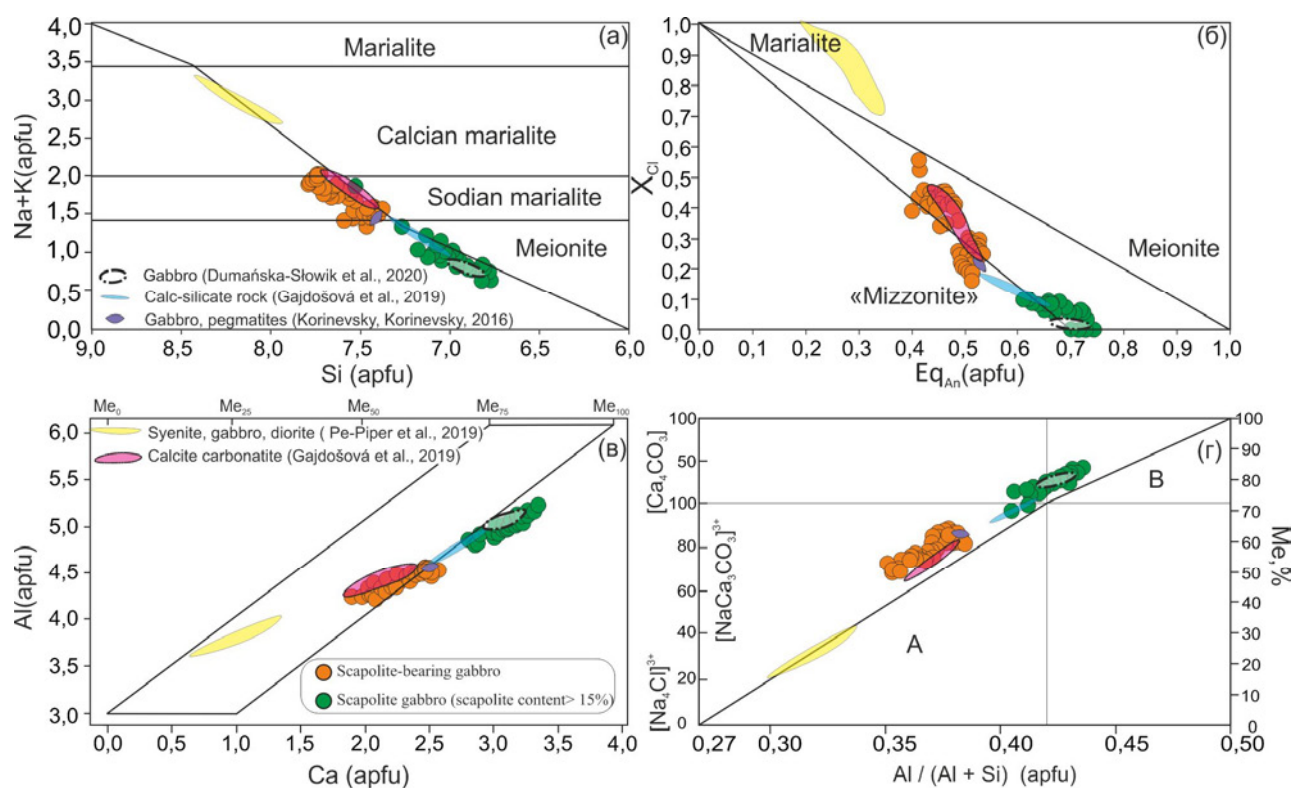


Рис. 1. (а) Диаграмма (Na + K) к Si (apfu) показывает конечные члены скаполита (мариалит и мейонит) в соответствии с номенклатурой Teertstra et al. (1999); (б) Eq_{An} к X_{Cl} с, (Evans et al., 1969); (в) Состав скаполита, модифицированный по работе (Hawthorne, Sokolova 2008); (г) Отношение $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Si})$ (apfu) к мейонитовому компоненту согласно (Hassan, Buseck 1988).

Изучение геологического пород комплекса проведено при поддержке проекта ГИН СО РАН (АААА-А21-121011390002-2), минералогические исследования пород выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (РНФ), проект №19-17-00019.

Литература:

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Необычная форма включений пирротина в скаполите магматических пород Южного Урала // ЗРМО. 2015. №58. С. 691–696. <https://doi.org/10.1134/S1075701516080109>.



Литвиновский Б.А. О роли магматического замещения при формировании нефелиновых сиенитов Бамбульской интрузии (Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. 1967. Т.3. С. 123–128.

Carter L.B., Dasgupta R. Hydrous basalt–limestone interaction at crustal conditions: Implications for generation of ultracalcic melts and outflux of CO₂ at volcanic arcs // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 427. P. 202–214.

Dumańska-Słowik M., Powolny T., Khac G., Heflik W., Sikorska-Jaworowska M. Petrogenesis of scapolite-rich gabbro from the alkaline Cho Don complex in north-eastern Vietnam - mineralogical and geochemical implications // Lithos. 2020. P. 374–375.

Evans B.W., Shaw D.M., Haughton D.R. Scapolite stoichiometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1969. V. 24. P. 293–305.

Gajdošová M., Huraiová M., Hurai V., Slobodník M., Siegfried P.R. Two types of scapolite in Evate carbonatite deposit (Mozambique): implications for magmatic versus metamorphic origins // Acta Geologica Slovaca. 2019. V.11 (2). P. 63–74.

Goff F., Arney B.Y., Eddy A. C. Scapolite phenocrysts in a latite dome, Northwest Arizona, U.S.A. // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60. P. 86–92.

Goldsmith J.R., Newton R.C. Scapolite-plagioclase stability relations at high-pressures and temperatures in system NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-CaCO₃-CaSO₄ // American Mineralogist. 1977. V.62. P.1063–1081.

Hassan I., Buseck P.R. “HRTEM characterization of scapolite solid solutions” // Am. Mineral. AMMIAV. 1988. V.73. P.119–134.

Hawthorne F.C., Sokolova E. “The crystal chemistry of the scapolite-group minerals. II. The origin of the I₄/m \bar{c} →P₄2/n phase transition and the nonlinear variations in chemical composition” // Can. Mineral. CAMIA6. 2008. V.46. P.1555–1575.

Lesne P., Scaillet B., Pichavant M., Beny J.M. The carbon dioxide solubility in alkali basalts: an experimental study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V.162. P.153–168.

Owen J.V., Greenough J.D. Scapolite Pegmatite from the Minas Fault, Nova Scotia: tangible Manifestation of Carboniferous, Evaporite-Derived Hydrothermal Fluids in the Western Cobequid Highlands // Mineral. Mag. 1999. V.63. P.387–397.

Teertstra D.K., Schindler M., Sherriff B.L., Hawthorne F.C. Silvialite, a new sulphate-dominant member of the scapolite group with an Al-Si composition near the I₄/m-P₄2/n phase transition // Mineralogical Magazine. 1999. V. 63. P. 321–329.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛОНГО (ОЗЕРНИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Избродина С.Ю.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, izbrodina@mail.ru

Озернинский рудный узел расположен в Еравнинской вулcano-тектонической структуре, которая считается частью останца венд-раннепалеозойской Удино-Витимской островодужной системы (Гордиенко и др., 2010). В пределах Еравнинской ВТС на площади около 250 км² по данным геофизической разведки выделена б1 комплексная аномалия, в том числе 34 из них приурочены к известным месторождениям и проявлениям (Нефедьев, 2009). Непосредственно на территории Озернинского рудного узла расположено крупнейшее Озерное полиметаллическое месторождение, а также 11 железорудных, несколько полиметаллических, железо-медно-баритовых и одно железомарганцевое месторождение. Несмотря на то, что вопросам рудообразования на месторождениях Озернинского рудного узла были посвящены многочисленные исследования, генезис некоторых из них до сих пор остаётся дискуссионным.



Месторождение Солонго представляет собой объект, в пределах которого обнаружены не только запасы промышленных магнетитовых руд, но и борные руды с уникальным минералогическим составом. На месторождении открыто 7 новых и описано более 10 редко встречающихся боросодержащих минералов. Кроме железных и борных руд, здесь встречаются также цинковые и молибденовые руды. Месторождение представляет собой ряд магнетитовых линзо- и пластообразных тел, залегающих между пачкой карбонатных пород и вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава. Рудовмещающие породы относят к олдындинской свите. В центре месторождения на дневную поверхность в виде штока диаметром 7–8 км выходит лейкократовый гранитный массив. В зоне контакта с гранитной интрузией породы ороговикованы, скарнированы, причем скарны различаются двух разновидностей – известковые и магнезиальные, представленные в настоящее время в основном реликтовыми образованиями (апомagneзиальные скарны). Магнетитовые руды на месторождении укрупненно делят на кварц-магнетитовые и скарново-магнетитовые. Промышленная магнетитовая минерализация почти исключительно концентрируется в магнезиальных скарнах, сопровождается людвицитом, располагается в южной и центральной части месторождения, вблизи Магнетитового и Контактного разломов. (Виноградов и др., 1975).

При проведении исследований изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ по 6 группам отобранных образцов пород и руд месторождения были получены аномально низкие значения для диопсида и магнетита из пироксен-магнетитовой руды – 8,2–8,5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ v-SMOW (Избродина и др., 2019), которые существенно отличаются от всех имеющихся литературных данных по показателям изотопного состава кислорода в магнетите. Аномально облегченный кислород может быть показателем участия метеорных вод в рудообразующем флюиде. При изотопном анализе магнетита из образца кварц-магнетитовой руды было получено значение 3,1 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ v-SMOW, которое попадает в интервал магматических магнетитов (по Taylor, 1967, 1997). Тогда как показатель изотопного состава кислорода для магнетита из борных руд (-0,3 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ v-SMOW) характерен для низкотемпературных гидротермальных магнетитов. В связи с широким разбросом данных, полученных по результатам изотопного анализа магнетитов из образцов месторождения Солонго, возникло предположение о совмещении на месторождении магнетитовых руд различного генезиса. Анализ литературы позволил выявить 3 основные точки зрения на модель формирования магнетитового оруденения на месторождении.

Во-первых, это версия о первичном гидротермально-осадочном отложении богатых сульфидно-железоокисных и железоокисных руд по типу Озернинских в раннем палеозое, которые впоследствии претерпели контактово-метасоматический метаморфизм в контактовых ореолах гранитной интрузии (Ковалев и др., 1992). Сторонниками данной теории формирования магнетитовых руд Солонго являлись Ковалев К.Р., Бусленко А.И., Ветров Д.В., Крупский А.А., Нуварьева Ю.А. В пользу данного варианта формирования месторождения сторонниками приводятся следующие аргументы: обнаружение реликтов исходных пород и руд в удалении от зоны интрузии (слоистые стратиформные руды, наличие оолитоподобных выделений магнетита); залегание руд на Солонго в тех же стратиграфических уровнях и пачках пород, что и руды Озерного месторождения; наличие ксенолитов руд в эндоконтактах интрузии; метаморфизм руд экзоконтактовой зоны (разнообразие минеральных ассоциаций, грануляция руд, высвобождение из магнетита примесных фаз и другие явления, присущие послерудному метаморфизму); деформация руд выступами кровли, апофизами и жилами гранитов. В процессе нашего исследования был изучен образец контакта кварц-магнетитовой руды и лейкократового гранита, в гранитной части которого нами было обнаружено включение титаномагнетита с реликтами мангансидерита. Этот факт, наряду с четким секущим контактом рудной и гранитной части,



позволяет вслед за сторонниками данной модели предположить формирование руд до гранитной интрузии. Вместе с тем, показатели изотопного состава кислорода для осадочных магнетитов обычно имеют положительные значения, но в процессе нашего исследования подобных данных получено не было. Объяснением данного факта может служить то, что руды после формирования были существенно метаморфизованы, и это привело к изменению изотопных меток.

Вторая версия – о формировании месторождения в соответствии с ортомагматической скарновой моделью, которая высказывалась Л.И.Шабыниным (Шабынин, 1978) и которая предполагает в качестве основного источника вещества магматический расплав внутрикоровых плутонов. Данная модель характерна для железорудных магнезиально-скарновых месторождений. В качестве аргументов в пользу данной модели можно назвать: расположение оруденения в магнезиальных скарнах, в зоне экзоконтакта с гранитной интрузией; активное взаимодействие интрузии с вмещающими породами; гидросиликатово-скарновый состав руд. В рамках ортомагматической модели оруденение может происходить на двух этапах – магматическом (при температуре 880–650) и послемагматическом (600–300 °С) (Синяков, 1990). В ходе наших исследований были получены достаточно высокие температуры закрытия изотопной системы, что также может свидетельствовать об участии магматического флюида в процессе рудообразования. Так, для образца скарново-магнетитовой руды по паре диопсид-магнетит температура, полученная по Stable Isotope Fractionation Calculator по коэффициентам (Valley, 2003), равна 795 °С, по коэффициентам (Clayton, 1991) – 777 °С. Температура по паре кварц-мусковит для образца кварц-магнетитовой руды по коэффициентам (Chacko et al., 1996) и (Valley, 2003), лежит в интервале 652–657 °С. Но если изотопные данные для кварц-магнетитовых руд косвенно подтверждают этот результат, то резко отрицательные данные для пироксен-магнетитовой руды, как уже было отмечено, свидетельствуют о влиянии метеорных вод. Также хотелось бы отметить, что для магнетитовых руд магматического этапа формирования характерен именно пироксен-магнетитовый состав руд, но, вместе с тем, магнетит обычно имеет примесь титана. А в наших исследованиях по результатам электронной микроскопии магнетит из пироксен-магнетитовой руды имеет лишь небольшую примесь марганца (в ср. 0,09 мас. %). Формирование чистого по титану магнетита может происходить в послемагматическом этапе (Шабынин, 1978), на стадии застывания магматического тела при снижении интенсивности потока трансмагматических флюидов. На этом этапе происходит изменение состава и свойств флюидов, и рост кислотности растворов приводит к грейзенизации пород. Проведенный нами анализ распределения редкоземельных элементов свидетельствует о сходном источнике формирования для грейзенизированных гранитов, скарновых пород и борных руд. Таким образом, ортомагматическая скарновая модель формирования месторождения Солонго также может иметь место, тем более, если предположить совмещение в рудных телах магнетита, образованного на разных ее этапах.

Именно такая точка зрения высказывается некоторыми исследователями (Виноградов и др., 1975; Дымкин, Лидин, 1985): частично формирование рудных залежей происходило с заимствованием рудных веществ из вулканогенно-осадочных пород при переплавлении коры в процессе гранитизации, а частично – в более поздней послемагматической стадии, в связи с повышением активности железа и бора в гидротермальных растворах.

Третья версия – это конвективная скарновая модель (Мазуров, 1985). В соответствии с ней первичное накопление железа происходило вулканогенно-осадочным путем в виде кремнисто-железистых образований, а впоследствии внедрение гранитоидов привело к формированию и движению растворов, которые обусловили мобилизацию, перенос и отложение железа. То есть, в данной модели отвергается роль гранитной интрузии как источника рудного вещества. Действительно, с одной стороны, интрузия принадлежит к



Зазинскому комплексу высококалийевых известково-щелочных лейкократовых гранитов, и источник железа остается дискуссионным. С другой стороны, полученные показатели изотопного состава кислорода по образцу кварц-магнетитовой руды определяют наличие магматических флюидов в рудообразовании. Вместе с тем, в пользу данной модели может свидетельствовать также ассоциация магнетита и борных руд на месторождении. Образованию людвигита на многих месторождениях предшествовало замещение доломитовых мраморов и скарнов магнезиальными боратами суанитом и котоитом (Александров, 2003). Курчатовит (рудообразующий минерал на Солонго) – также замещает ранние магнезиальные бораты. Условием формирования магнезиальных боратов является более раннее поступление боросодержащих растворов, чем железосодержащих (Александров, 2003). Элементы привносятся гидротермальными растворами в рудовмещающие породы. Формирование магнетитовых руд могло происходить в результате замещения людвигита магнетитом, привносимого конвектирующими водами. Тем более, вмещающие вулканогенно-осадочные породы содержат повышенное количество железа. Водообмен между гидротермальной системой и изотопно-легкими метеорными водами может объяснять отрицательные значения изотопного состава кислорода для пироксен-магнетитовых руд месторождения Солонго.

Таким образом, все три модели формирования магнетитового месторождения Солонго имеют свои сильные и слабые стороны. Вместе с тем, учитывая сложный минералогический состав месторождения, а также широкий разброс полученных данных по изотопному составу кислорода в магнетите из образцов различных пород и руд, наиболее вероятным представляется многоэтапный генезис месторождения Солонго. Предположительно на первом этапе в нижнем палеозое на месторождении сформировались гидротермально-осадочные стратиформные сидеритовые, колчеданно-полиметаллические, магнетитовые руды в составе пород олдындинской свиты. Далее в рамках этапа позднепалеозойского батолитообразования произошло формирование разломов, по которым началось движение доинтрузивных метаморфогенных растворов, и, как следствие, - скарнирование пород и стратиформных руд. Внедрение зазинской интрузии на месторождении привело к формированию магнезиальных скарнов и незначительного объема магнетитовых руд магматического генезиса. Впоследствии при кристаллизации интрузива конвекция постмагматических растворов и экстракция железа из вмещающих пород обусловили формирование пироксен-магнетитовых и людвигит-магнетитовых руд.

Работы выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (Улан-Удэ). Работы проводились в рамках базовой темы ГИН СО РАН. № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9.

Литература:

Александров С.М. Генезис и состав рудообразующих магнезиальных боратов, их аналогов и модификаций // Геохимия. 2003. № 5. С. 492–512.

Виноградов Б.К., Дорошкевич Л.С., Ковальская В.Н, Никитина М.А., Михайлов В.М.

Месторождение Солонго. Отчет Борной партии о результатах поисковых и разведочных работ за 1970-1975 гг. Улан-Удэ. 1975.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №5. С.589–614.

Дымкин А.М., Лидин Н.С., Васильева А.И. Температуры образования скарновых минералов в месторождении Солонго (Бурятская АССР) // Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука. 1979. С. 59–62.



Дымкин А.М., Лидин Н.С. Генетические типы железорудных месторождений Западного Забайкалья. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1985. 151 с.

Избродина С.Ю., Рампилов М.О., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Первые результаты изотопного изучения железо-борного месторождения Солонго (Бурятия) // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Материалы V Всероссийской молодежной научной конференции. 2019. С. 39–40.

Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Новосибирск: Наука. 1992. 214 с.

Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука. 1985. 184 с.

Нефедьев М.А. Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2009. 184 с.

Синяков В.И. Генетические типы скарновых рудообразующих систем. Новосибирск: Наука. 1990. 71 с.

Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. Москва: Недра. 1978. 232 с.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ВУЛКАНИЗМ МАЛОГО КAVKAZA (АЗЕРБАЙДЖАН) (ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ)

Имамвердиев Н.А.¹, Романько А.Е.², Гасангулиева М.Я.³

¹Бакинский Государственный Университет, Баку, Азербайджан, *inazim17@yahoo.com*

²Геологический Институт РАН, Москва, Россия, *a-romanko@ya.ru*

³Институту Геологии и Геофизики НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан, *mina69@rambler.ru*

В Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса позднекайнозойский коллизионный вулканизм проявился в обстановке субмеридионального сжатия пояса, вызванного ускоренным перемещением в северном направлении Аравийской плиты вследствие раскрытия в среднем миоцене (примерно 15–10 млн лет назад) Красного моря (Короновский, Демина, 1999).

В центральной части Малого Кавказа позднекайнозойский вулканизм проявился в двух этапах: позднемиоцен-нижний плиоценовом и позднеплиоцен-четвертичном. На первом этапе формировалась дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, во втором – бимодальная риолитовая и слабо дифференцированная трахибазальт-базальтовая трахиандезит-трахиандезитовая ассоциации (Имамвердиев, 2000, Имамвердиев и др., 2017).

Вулканиды позднемиоцен-нижнеплиоценового раннего этапа представлены андезитами, дацитами, риолитами и их умеренно щелочными разновидностями – трахиандезитами, кварцевыми латитами, трахидацитами, принадлежащими высококаалиевой известково-щелочной серии. Вулканиды второго этапа образуют бимодальную серию: салическую – риолитовую (71–76,5% SiO₂) и мафическую – трахибазальт-трахиандезитовую (48–59% SiO₂). Большинство пород из последней группы принадлежат К-Na умеренно щелочной серии и состоят из трахибазальта, базальтового трахиандезита, трахиандезита. Риолиты, в отличие от пород раннего этапа, характеризуются повышенным содержанием K₂O и находятся в поле высококаалиевой известково-щелочной и шошонитовой серии.

По петролого-геохимическим данным неогеновые вулканиды обеднены совместимыми элементами и умеренно-сильно обогащены несовместимыми элементами (Ba, Th, La) и характеризуются высокими Th/Yb, Zr/Y отношениями. Верхнеплиоцен-четвертичные мафические и средние породы обогащены LILE, LREE и HFSE по отношению к MORB и оба имеют высокое LILE/HFSE отношение (например, Ba/Nb). В противоположность этому содержание Ti, Y и HREE более низкое по отношению к примитивной мантии. Известково-



щелочные средние неогеновые породы в отличие от четвертичных пород повышенной щелочности обеднены Ti. Ba/Nb отношение в породах повышенной щелочности также несколько ниже.

На нормированных спайдер-диаграммах для основных и средних пород наблюдаются Nb, Ta, Hf и Zr минимумы, которые более ясно выражены для салических пород. Кроме того, салические породы сильно обогащены Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, Yb, Y относительно примитивной мантии. Обогащение несовместимыми элементами предполагает, что источник расплава, из которого была получена магма, была метасоматизированная литосферная мантия, обогащенная калием и несовместимыми элементами.

Геохимические данные, в частности высокие Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti, а также низкие Nb/Y и Ti/Y отношения, в сочетании с региональными геологическими данными, показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в которых содержатся высоко- и низко- HFSE водные флюиды (Dilek, Imamverdiyev, Altunkaynak, 2010). Высокое содержание La, Th, Ce, Pb можно объяснить и загрязнением материала Земной коры. Частичное плавление субконтинентальной мантийной литосферы и процессы ассимиляционно-фракционной кристаллизации (AFC) контролировали эволюцию магм, которые развивались в коллизионных магматических поясах Малого Кавказа.

Полученные геолого-геохимические данные и обзор геофизического материала показывает, что на территории Кавказа и в смежных областях под корой находится астеносферная линза, которая является, по нашему мнению, главным источником позднекайнозойского вулканизма. Поднятие астеносферного выступа под корой, обусловлено отрывом субдукционного слэба на раннеколлизионной стадии складчатых областей. Данное явление объясняет происхождение мантийного магматизма в коллизионных зонах (Imamverdiyev et al., 2017).

В результате деламинации литосферы астеносферные потоки перемещаются ниже границы Мохо и обеспечивают плавление коры. В осуществлении этого процесса ведущую роль играют отделяемые в результате древнего субдукционного процесса флюидные компоненты, которые метасоматически изменяют литосферную мантию, что подтверждается геохимическими данными: Nb, Ta, Zr, P, Ti минимумы, обогащение некогерентными элементами (Imamverdiyev et al., 2018).

Кроме того, погружаясь в астеносферу, деламинированный блок мантийной литосферы высвобождает воду, что может способствовать его плавлению. Подъем астеносферы обусловил появление базальтовых расплавов и их проникновение на более высокие уровни. Благоприятными условиями для крупномасштабного выплавления гранитных батолитов являлось наличие мощной прогретой коры. Подтверждением являются значительные проявления гранитоидных формаций в эоцен- олигоцен-раннемиоценовое время в вулканоплутонических поясах Малого Кавказа, где мощность земной коры составляла ~40 км.

Таким образом, кайнозойская тектоно-магматическая активизация Малого Кавказа, развитие бимодального и умеренно-щелочного базальтового вулканизма происходили в данном регионе после последовательного закрытия океана Мезотетис. В этом коллизионном поясе коровое утолщение сопровождалось метаморфизмом коровых пород, отвечающим эклогитовой фации в нижних слоях коры, что стало причиной погружения литосферы и деламинации. Деламинация вызвала усиление теплового потока, магматизм и позднеорогенное растяжение.

Прогрессивное охлаждение глубинного источника магмообразования может быть причиной образования умеренно щелочного и щелочного вулканизма на бортах молассовых прогибов. За счет дополнительного разогрева и притока летучих компонентов образовались крупные вулканы известково-щелочного состава неогенового возраста. При этом в



отдельных местах возникали периферические очаги, остывание которых приводило к формированию гипабиссальных интрузий. В верхнеплиоцен-четвертичное время проявлялся бимодальный вулканизм.

Таким образом, временная пространственная сопряженность корового и мантийного магматизма обусловила внедрение мантийных расплавов в нижнюю кору в условиях растяжения, что привело к ее плавлению и образованию кислых вулканитов (трахириолит-риолитовая серия). Одновременно, смена обстановки сжатия на растяжение способствовала проявлению умеренно-щелочного и щелочного вулканизма (трахибазальт-трахиандезит-базальт-трахиандезитовая и базанит-тефритовые серии). Эти факты выявляют причину того, что вулканические продукты изменяются от надсубдукционных известково-щелочными в северо-западной части Малого Кавказа до умеренно-щелочных и щелочных (типа внутриплитных) к его юго-восточной части.

И так, основные петрогеохимические данные показывают, что неоген-четвертичные вулканиты образовались при различной степени плавления субдукционно-обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. Отпечатки субдукции уменьшились при эволюции этих вулканических образований с течением времени из-за увеличения доли астеносферного компонента от неогена до четвертичного времени. Это унаследованная субдукционная отпечатка в неоген-четвертичных вулканитах указывает на существование мантийной литосферы под современной Турецко-Иранской плато, в том числе Малого Кавказа (Dilek, Imamverdiyev, Altunkaynak, 2010). Частичное расплавление поднимающегося астеносферы в Аравийско-Евразийской коллизионной зоне способствовало большому обогащению содержаний щелочей для более молодых вулканитов магм, что вызвал региональную деляминацию (отслаивание) литосферной мантии.

Литература:

Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: «Нафта-Пресс»: 2000. 192 с.

Имамвердиев Н.А., Велиев А.А., Гасангулиева М.Я. Петрология и геохимия позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа. Баку: 2017. 320 с.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.

Dilek Yildirim, Imamverdiyev Nazim, Altunkaynak Şafak Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint // International Geology Review. 2010. volume 52. issue 4-6. p.536–578.

Imamverdiyev N.A., Baba-zadeh V.M., Roman'ko A.E. et al. Formation of the late cenozoic volcanic complexes of the Lesser Caucasus // Geotectonics, 2017. Vol. 51. No. 5. p. 489–498.

Imamverdiyev N.A., Gasanguliyeva M.Ya., Babayeva G.J. et al. Petrogenesis of the Late Cenozoic collision volcanism in the central part of the Lesser Caucasus (Azerbaijan) // Russian Geology and Geophysics. 2018. v. 59. issue 1. p.42–55.

ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ НУРАТИНСКОГО РЕГИОНА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Ишбаев Х.Д.¹, Шукуров А.Х.², Туляганова Н.Ш.³, Косбергенов К.М.¹

¹Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан,
halbay@mail.ru, qosbergenov93@mail.ru

²Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан,
bixarist.best@mail.ru

³Ташкентский государственный технический университет им. Ислама Каримова, Ташкент,
Узбекистан, *Nargiza.Tulyaganova@mail.ru*

Нуратинский регион является ареалом развития ряда крупных коровых гранитоидных плутонов в C_3 - P_1 , которые формировались в результате коллизионных процессов двух (Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов) палеоконтинентальных плит. Магматические процессы протекали в условиях океанической (E - O_1 ?), рифтогенной (S_{1-2}), коллизионной (C_3 - P_1) и внутриплитной (P_2 - T_{1-3}) геодинамических обстановок (Далимов, Ганиев, 2010). Океанический магматизм в рассматриваемом регионе представлен, в первую очередь, базит-гипербазитовыми ассоциациями, глубоководными метабазальтами в сопровождении кремнистыми осадочными породами (нуратинский, маджерумский, джазбулакский, шавазский, чимкурганский комплексы) и основными дайками (рис. 1).

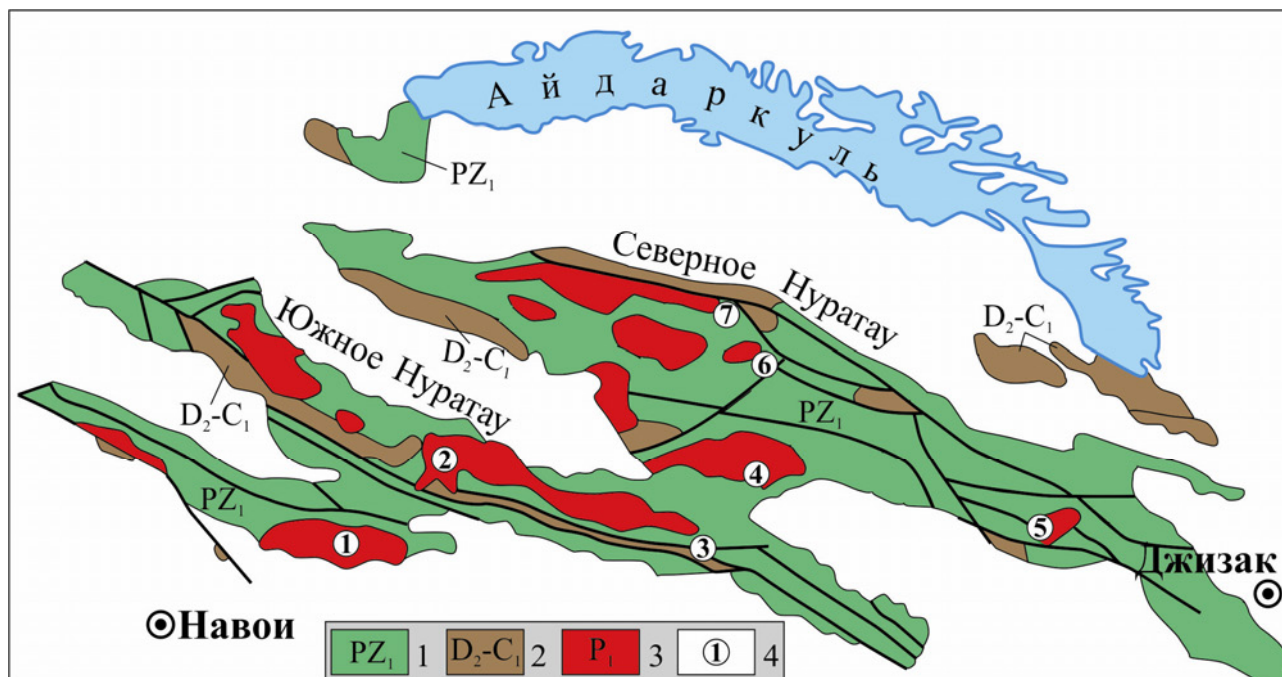


Рис. 1. Схема геологического строения Нуратинского региона. 1 – нижнепалеозойские осадочно-метаморфические толщи, 2 – карбонатная толща девона-карбона, 3 – карбон-пермские гранитоиды. Цифры в кружках место проявления продуктов внутриплитного магматизма: 1 – Каратауский интрузив, 2 – Актауский интрузив (Лянгар), 3 – водохранилища Тусун, пос. Таты, 4 – Кошрабадский интрузив, 5 – Койташский интрузив, 6 – урочище Фазилман (горы Хаят), 7 – северонуратинский дайковый пояс (Ухум-Сентяб).

Рифтогенный магматизм представлен мальгузарским габбро-долеритовым комплексом, который образует полосу шириной 20–40 км и протяженностью более 700 км. Согласно и субсогласные силлообразные, линзообразные тела и дайки размещены среди



дислоцированных песчано-сланцевых отложений силура и, реже, кембрия-ордовика. Мощность тел колеблется в широких пределах от 1,5–20 до 300 и более метров. Согласно данным Т.Н. Далимова и И.Н. Ганиева (2010) время коллизионного процесса и взаимодействия глубинных магм плюмов с коровым материалом начинается 330–327 млн лет (каттаический габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс, С₂), далее активность выплавления гранитоидных расплавов приходится на 290–280 млн лет (шуракский гранодиорит-гранитовый комплекс, С₃-Р₁). Коллизионный этап завершает гатчинский субкомплекс двуслюдяных гранитов и лейкогранитов. Внутриплитный магматизм появляется после массовых пароксизмов коллизионного гранитоидного магматизма на рубеже 280–270 млн лет и характеризуется весьма индивидуальной формой и составом проявления: штоки, малые интрузии, дайки (пояса, рои, пучки). Верхняя возрастная граница существенно переходит в мезозой: верхняя пермь-раннетриасовый (247–285 млн лет), триасовый (215–236 млн лет) комплексы.

Внутриплитный магматизм начинается в поздней перми с образования граносиенитов-эссекситов и монцогранитоидов Кошрабадского комплекса (табл. 1). Генезис Кошрабадского комплекса трактуется по-разному, Т.Н. Далимов в своих ранних работах считал внутриплитными, Д.Л. Конопелько и др. (2011) считают пермскими постколлизионными, мы склонны отнести к внутриплитным, поскольку состав пород комплекса резко отличается от коллизионных гранитоидов и соответствует образованиям внутриплитного этапа.

В конце перми и начале триаса проявляется мощный импульс даек ареального распространения, представленных долеритами, известково-щелочными лампрофирами, диоритовыми порфиридами, гранофирами и др., которые распространены в пределах выходов гранитоидов и за их пределами, образуя дайковые пояса, рои и пучки (таблица).

Магматизм завершают щелочные, субщелочные габброиды, базальтоиды, щелочные лампрофиры (южно-тяньшаньский дайковый комплекс, Т₁₋₂) и карбонатиты, трахиты (чагатайский комплекс Т₂₋₃?).

Таблица 1. Схема последовательности образования продуктов внутриплитного магматизма Нурагинского региона.

Период	Название комплекса и возраст
Триас	Чагатайский трахит-карбонатитовый комплекс (басс. Чагатай, пос. Болгалы и др., (Т ₂₋₃ ?)
	Южнотяньшанский комплекс щелочных базальтоидов, габброидов и фельдшпатоидных лампрофиров (трубки взрыва и дайки Хаят, Тусун). (К-Ar, Rb-Sr 150-247 млн. лет, Мушкин, 1979).
Перм-триас	Долерит-лампрофир-гранитоидный комплекс (Северонуратинский, Койташский, Актаусский, Каратауский и др. дайковые пояса; долериты, диабазы, лампрофиры, диоритовые порфириды, гранит-порфиры, риолит-порфиры, тоналит-порфиры и др. (К-Ar, Rb-Sr методы, 215±10 до 256±10 млн. лет, в среднем 235 млн.лет, ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr=0,7054, Мушкин, 1974; Хамрабаев и др., 1993; Ахунджанов и др., 2014).
Пермь	Кошрабадский комплекс граносиенитов-эссекситов и монцогранитоидов (по К-Ar методу нижний предел 229 млн. лет, U-Pb метод, по циркону 283±2 млн. лет, Юдалевич и др., 1991; Конопелько и др., 2011)

Кошрабадский комплекс граносиенитов-эссекситов и монцогранитов представлен клиновидным штоком, сложенным двумя сериями пород: ранняя или мафическая часть представлена амфибол-пироксеновыми, иногда с оливином, калишпатсодержащими габбро, эссекситами, амфибол-пироксеновыми и биотит-амфиболовыми сиенитами и кварцевыми



монцонитами; поздняя, калийная часть - крупнозернистыми овоидными граносиенитами и монцонитами (главная фаза), мелко-среднезернистыми овоидными граносиенитами и жильными – лейкограниты и пегматиты (Конопелько и др., 2011; Юдалевич и др., 1991). Наиболее ранние дайки (микроэссекситы, эссексит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенитодиориты, лейкограниты) имеют субмеридиональное простирание при мощности до 5 м с простиранием до 3 км, а поздние (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и др.) – широтное, мощностью до 15 м. По химическому составу породы комплекса высокожелезистые и высокотитанистые, что характерно для пород внутриплитного этапа магматизма. Они соответствуют субщелочному и щелочному ряду с монцонитоидным уклоном и специализированы на золото, кобальт, бериллий, свинец, иттрий, галлий, вольфрам, мышьяк и РЗЭ.

Долерит-лампрофир-гранитоидный комплекс наиболее широко распространен и объединяет Северонуратинский, Койташский, Каратауский, Актауский и др. пояса, где образует дайковые пояса, рои и пучки. Состав даек разнообразен: диабазы, лампрофиры, диоритовые порфириты, гранит-порфиры, риолит-порфиры, тоналит-порфиры и др.

В этих дайках изобилуют ксенолиты, представленные преимущественно вмещающими породами, редкими включениями глубинных пород, в амфибол-плагиоклазовых лампрофирах Койташского рудного поля - ксенолиты основных габброидов, пироксенитов и разнообразных метаморфических пород (Хамрабаев и др., 1993; Ишбаев и др., 2019). По химическому составу дайки варьируют от основных до средних, от субщелочных до щелочных, являются высокомагнезиальными, высокотитанистыми, высококалийными породами с повышенным содержанием Sr, В, Р, V, Cr, Co, Ni, Nb, Sc, Y, W, Th, U, Au, Ag, As, Cd, Se, Te (Ахунджанов и др., 2014; Ишбаев и др., 2019).

Южноташтанский комплекс щелочных базальтоидов, габброидов и фельдspathоидных лампрофиров развит преимущественно в осевой части (Тусунское водохранилище) хребта Северным Нуратау и его северных склонах (горы Хаят), где представлен трубками взрыва и дайками, сложенными слюдяными лимбургитами, биотит-пироксеновыми пикритовыми порфиритами, тералит-порфирами, камптонитами, мончикитами, эссекситами, трахибазальтами, эруптивными брекчиями анальцимовых базальтов, оливковыми трахибазальтами. Характерно обилие в этих дайках ксенолитов пироксенитов, перидотитов, гранат-пироксеновых и двупироксеновых гнейсов, роговообманковых пироксенитов, глиммеритов (Мушкин, 1979).

В Южном Нуратау выявлены ряд дайковых проявлений щелочных базальтоидов, которые образуют дайки и диатремы Караташ, Тусун, Алянгуз вблизи Тусунского водохранилища, которые приурочены к Дарнасайскому и Алямдинскому разломам. Дайки имеют мощность от 0,5 до 4 м, протяженность от первых метров до первых сотен метров. Размеры трубок взрыва варьируют от 100 до 200 м. Среди продуктов комплекса лимбургиты завершают формирование щелочных базальтоидов с низкой железистостью и фракционированием, что свидетельствует о близости к исходному субстрату (Мушкин, 1979). Щелочные базальтоиды содержат никелистый пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, галенит и парагенезис высокобарических минералов (алмаз, муассанит, пироп, оливин, хромшпинелиды, хромдиопсид, хромпикотит, хромит, пикроильменит, муассанит, графит, корунд, самородные железо и кремний, платина). Наличие последних и мантийных ксенолитов является индикатором глубинности уровней магмогенерации щелочных базальтоидов. Породы комплекса характеризуются повышенной щелочностью, особенно калия, глиноземистостью, магнезиальностью и низкой железистостью с обогащением Pb, Mo, Be, В, F, Li, Cs, U, Th, Au, As.

Чагатайский комплекс трахит-карбонатитов развит на северном склоне хребта Южный Нуратау вблизи поселка Таты, Болгалы. Здесь, в бассейне ручья Чагатай,



карбонатиты и трахиты образуют рой сближенных субпараллельных крутопадающих кулисообразно залегающих даек мощностью 0,5–6,0 м, протяженностью от 20 до 1000 м (всего около 20 даек), а также две трубки взрыва размерами 150×200 и 80×170 м, выполненные магматической брекчией карбонатитов (Диваев, 1996). Карбонатиты характеризуются повышенным содержанием стронция, бария, фосфора, ванадия, калия, ниобия, циркония, золота, серебра и свинца. Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, пиритом, баритом, периклазом, муассанитом, корундом, шеелитом, графитом и алмазом (Головко, 2005).

Выводы. Приведенный материал, несмотря на его фрагментарность, показывает, что внутриплитный магматизм в истории геологического развития Нуратинского региона имеет вполне определенное место и его продукты обладают рядом характерных признаков. Во-первых, среди продуктов широко развиты субщелочные и щелочные габброиды, базальтоиды, лампрофиры, карбонатиты и менее проявлены кислые разности; во-вторых, они формируются в антидромной последовательности в условиях гипабиссальной и субвулканической фаций глубинности; в третьих, они имеют рассеянный характер распределения, приурочены к зонам глубинных разломов; в четвертых, состав магматитов не обнаруживает непосредственной связи с составом магматических формаций предыдущей – коллизионной геодинамической обстановки. По мере омоложения пород повышается щелочность и источник магнообразования углубляется, образуя несколько периферических магматических камер.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ПЗ-20170920151 Министерства инновационного развития Республики Узбекистан.

Литература:

- Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Усманов А.И., Сайдиганиев С.С., Зенкова С.О., Каримова Ф.Б. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана. Ташкент: Фан, 2014. 352 с.
- Головко А.В. Некимберлитовые типы алмазоносных пород на территории Узбекистана // Региональная геология и металлогения. 2005. № 26. С. 133–145.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 227 с.
- Диваев Ф.К. Чагатайский комплекс карбонатитов – новый тип магматических пород Узбекистана // Узб.геол.журн. 1996. №6. С. 32–41.
- Ишбаев Х.Д., Далимов Р.Т., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. Оценка роли даек в формировании сульфидно-редкометалльного и серебро-полиметаллического оруденения полосы Койташ-Угат (Северный Нуратау) // Геология и минеральные ресурсы. 2019. № 3. С. 9–17.
- Конопелько Д.Л., Бискэ Ю.С., Куллеруд К., Селтманн Р., Диваев Ф.К. Кошрабадский гранитный массив в Узбекистане: петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 12. С. 1987–2000.
- Мушкин И.В. О возрасте щелочно-базальтоидного магматизма Северного Нуратау (Западный Узбекистан) // Доклады АН УзССР. 1974. №6. С. 45–46.
- Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
- Петрография Узбекистана. Т.: Наука. 1964. т. I. 448 с.
- Селтманн Р., Конеев Р.И., Диваев Ф.К., Халматов Р.А. Новые данные об абсолютном возрасте магматизма и золотого оруденения в Узбекистане // Геология и минеральные ресурсы. 2014. № 2. С. 10–15.
- Хамрабаев И.Х., Сайдыганиев С.С., Аскарлов Ф.А., Азимов П.Т. Геохронология магматических и рудных образований в Койташском рудном поле (Северный Нуратау, Западный Узбекистан) // Узбекский геологический журнал. 1993. № 4. С. 13–18.
- Юдалевич З.А., Ганзеев А.А., Диваев Ф.К., Ронкин Ю.Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань) // Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня. Ташкент. Тр. САИГИМС. 1991. С. 33–61.



АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Азарова Ю.В.	9	Врублевский В.В.	133
Азимов П.Я.	12, 15	Высоцкий С.В.	135
Аило Ю.	18	Гаврюшкина О.А.	138
Акимов В.В.	23	Гаранин В.К.	121
Акимова Е.Ю.	26	Гасангулиева М.Я.	244
Акинин В.В.	28	Герцева М.В.	141
Алексеев В.И.	31	Гибшер А.А.	145
Алымова Н.В.	33	Гладкочуб Д.П.	148, 150, 186
Антипин В.С.	36	Голованова Т.И.	198
Артименко М.В.	40	Гольцман Ю.В.	84
Архипов М.В.	112	Горбач Н.В.	117
Ахунджанов Р.	41, 44	Гордиенко И.В.	153, 156
Ащепков И.В.	48, 207	Готтман И.А.	161, 223
Бабанский А.Д.	117	Гринёв О.М.	124
Бабарина И.И.	15	Гэрэл О.	36, 162
Бабушкина С.А.	48	Дамдинов Б.Б.	165
Баданина Е.В.	51, 234	Дамдинова Л.Б.	165
Бадмацыренова Р.А.	54	Демонтерова Е.И.	168
Базылев Б.А.	56	Дербекко И.М.	172, 176
Балтыбаев Ш.К.	58	Диваев Ф.К.	180
Беляцкий Б.В.	73	Диденко А.Н.	112
Бердников Н.В.	61	Дмитриева А.С.	182
Березкин В.И.	64	Докучаев А.Я.	69
Богатиков О.А.	69	Донская Т.В.	148, 186
Богина М.М.	73	Доронина Н.А.	189
Бойкова И.А.	76	Дорошкевич А.Г.	133, 238
Борисовский С.Е.	198	Дорофеева Р.П.	150
Брусницын А.И.	79	Дорошков А.А.	94
Брюханова Н.Н.	82	Дриль С.И.	124
Бубнов С.Н.	84	Дубенский А.С.	198
Будяк А.Е.	82	Егорова Ю.С.	194
Бурмакина Г.Н.	87	Елбаев А.Л.	153
Бычинский В.А.	82	Ерофеева К.Г.	198
Бямбаасурен Ц.	94	Ефремов С.В.	201
Вавилов М.А.	48	Жатнуев Н.С.	90, 205
Васильев В.И.	90, 205	Зенкова С.О.	41, 44
Васильева И.Е.	94	Зинченко В.Н.	207, 211
Владыкин Н.В.	33, 48, 105, 230	Зинчук Н.Н.	215, 219
Веливецкая Т.А.	95, 135	Зинькова Е.А.	223
Ветлужских Л.И.	153	Зуб О.Н.	227
Ветрин В.Р.	97	Иванов А.В.	168, 230
Викентьев И.В.	101	Иванов А.И.	207
Вовчина Т.А.	108	Иванов А.С.	48, 211
Вовшина А.Ю.	198	Иванов М.В.	232
Войнова И.П.	112	Иванова А.А.	51, 234
Возняк А.А.	110	Игнатъев А.В.	95, 135
Володькова Т.В.	115	Избродин И.А.	238
Вольнец А.О.	117	Избродина С.Ю.	240
Воробей С.С.	121	Изох А.Э.	133
Воронцов А.А.	124	Имамвердиев Н.А.	244
Вревский А.Б.	127	Ишбаев Х.Д.	247
Врублевская Т.Т.	131	Каменецкий В.С.	230



Каримова Ф.Б.	41, 44	Попов Н.В.	64
Карманов Н.С.	168	Прокопьев А.В.	28
Кебезинская П.К.	61	Просекин С.Н.	23
Кервинен А.В.	15	Пушкарев Е.В.	161
Кольцов А.Б.	26	Рампилов М.О.	238
Кольцов В.Ю.	9	Рассказов С.В.	18
Кондрашов И.А.	84	Ризванова Н.Г.	12, 51
Комарицына Т.Ю.	124	Романько А.Е.	244
Косбергенов К.М.	247	Савина Е.А.	182
Костровицкий С.И.	48	Савчук О.В.	131
Копылова М.Г.	110	Сазонова Л.В.	110
Корфу Ф.	230	Сальникова Е.Б.	234
Кравченко А.А.	64	Самсонов А.В.	198
Кринов Д.И.	9	Санжиев Г.Д.	90, 205
Крук Н.Н.	138	Симухин А.И.	131
Крымский Р.	73	Смыслов В.Ф.	180
Кудымов А.В.	112	Спиридонов В.А.	198
Кузьмин Д.В.	145	Степанов В.С.	15
Кулаков Ф.В.	69	Степанова А.В.	15
Кулешевич Л.В.	135	Стифеева М.В.	110
Куш Л.В.	36	Сырицо Л.Ф.	51, 234
Ларионов А.Н.	198	Сысоев И.В.	141
Леднева Г.В.	56	Тинга В.М.	207
Лобач-Жученко С.Б.	194	Толстых М.Л.	117
Ляпунов С.М.	198	Туляганова Н.Ш.	247
Мальковец В.Г.	145	Феликс Ж.Т.	207
Мамиров Б.Р.	180	Хажигаев П.Б.	180
Марфин А.Е.	230	Хромова Е.А.	238
Медведев Н.С.	48	Хубанов В.Б.	87, 131
Муллаярова Л.С.	145	Хубанова А.М.	131
Мазукабзов А.М.	148	Хуухэнхуу Б.	94
Невструев В.Г.	61	Цыганков А.А.	87
Некрасов Г.Е.	189	Червяковская М.В.	223
Носова А.А.	110	Чистяков А.В.	73
Нуртаев Б.С.	44	Чувашова И.С.	18
Овсянников Г.Н.	117	Шабанова Е.В.	94
Одгэрэл Д.	36, 156	Шептякова Н.В.	36
Олейникова Т.И.	84	Шешуков В.С.	198
Павлова Т.А.	198	Шукуров А.Х.	247
Палесский С.В.	168	Эрнст Р.Э.	124
Певзнер М.М.	117	Яковлев И.В.	145
Перепелов А.Б.	36	Ясныгина Т.А.	18
Пересецкая Е.В.	110	Ярмолук В.В.	124
Перетяжко И.С.	182	Belousova E.A.	97
Перфилова О.Ю.	124	Bill Griffin	145
Песков А.Ю.	112	Lynthener Takenaka de Oliveira	145
Постников А.В.	198		
Посохов В.Ф.	168		

Научное издание

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Материалы XIII Всероссийского Петрографического совещания
(с участием зарубежных ученых)

г. Иркутск, 06–13 сентября 2021 г.

**ТОМ 1
А–И**

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. 26,2. Усл. печ. л. 29,5. Тираж 300 экз. Заказ 930.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1