



УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Материалы
VIII ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

30 августа - 8 сентября

Новосибирск
2023



СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И
МИНЕРАЛОГИИ
имени В.С. Соболева СО РАН

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием

30 августа – 8 сентября 2023 г., Новосибирск



Новосибирск
2023

УДК 552.3:552.11:551.2:553.2:553.3
ББК 26.3
У 51

Сопредседатели:

Н. Н. Крук – член-корр. РАН., директор ИГМ СО РАН
А. Э. Изох – д-р геол.-минер. наук, профессор, гл. науч. сотр. ИГМ СО РАН
Н. В. Максимова – канд. геол.-минер. наук, Президиум СО РАН
Т. В. Чудаева – Президиум СО РАН

Заместители председателя:

С. В. Хромых – д-р геол.-минер. наук, заместитель директора ИГМ СО РАН
Р. А. Шелепаев – канд. геол.-минер. наук, заведующий лабораторией ИГМ СО РАН

Ученый секретарь оргкомитета:

М. О. Шаповалова – канд. геол.-минер. наук, ИГМ СО РАН

Рабочая группа оргкомитета:

А. В. Вишневский – канд. геол.-минер. наук, ИГМ СО РАН
П. Д. Котлер – канд. геол.-минер. наук, ИГМ СО РАН
А. В. Куликова – канд. геол.-минер. наук, ИГМ СО РАН
Е. И. Михеев – канд. геол.-минер. наук, ИГМ СО РАН
Я. Ю. Шелепов – мл. науч. сотр., ИГМ СО РАН
А. В. Нарыжнова – ИГМ СО РАН
А. В. Гурова – ИГМ СО РАН

У51 Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Материалы VIII Всеросс. конф. с междунар. участием. 30 августа – 8 сентября 2023 г., Новосибирск / Ин-т геол. и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН ; Н. Н. Крук и др. (предс.). – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2023. – 224 с.

ISBN 978-5-4437-1508-7

В сборнике представлены труды научной конференции, в которой были рассмотрены новейшие результаты исследований вопросов петрологии, геодинамики и рудного потенциала ультрамафит-мафитовых комплексов. Опубликованные в сборнике материалы посвящены следующим научным направлениям: 1) геология и геодинамические обстановки формирования ультрамафит-мафитовых комплексов; 2) ультрамафит-мафитовые комплексы крупных изверженных провинций (LIPs) и 3) рудная минерализация ультрамафит-мафитовых комплексов: состав и условия образования.

Для исследователей в области магматизма и геологии рудных месторождений, а также для преподавателей, докторантов, аспирантов, магистрантов и студентов геологических специальностей высших учебных заведений.

УДК 552.3:552.11:551.2:553.2:553.3
ББК 26.3

ISBN 978-5-4437-1508-7

© Сибирское отделение РАН, 2023
© Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН, 2023

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	10
Арискин А.А., Костицын Ю.А., Дубинина Е.О., Тессалина С.Г., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Бармина Г.С., Николаев Г.С., Соболев С.Н.	
ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОВЫРЕНСКИХ МАГМ 11	
Бадмацыренова Р.А.	
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТА И ИЛЬМЕНИТА КРУЧИНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ	14
Базылев Б.А., Портнягин М.В., Савельев Д.П., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н.	
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ДУНИТОВ, ПИРОКСЕНИТОВ И ГАББРОИДОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)	17
Барков А.Ю., Никифоров А.А., Шарков Е.В., Сильянов С.А.	
УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАССИВ ЯНИСВААРА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНИТОВОГО И ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСОВ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ	20
Барков А.Ю., Никифоров А.А., Сильянов С.А., Лобастов Б.М.	
ХРОМШПИНЕЛИДЫ И ДРУГИЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В УЛЬТРАМАФИТАХ ЗОНЫ ЮЖНОГО КОНТАКТА МАССИВА ЛЕБЯЖЬЯ ВАРАКА, РАЙОН ПАДОС-ТУНДРА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ	23
Борисенко Е.С., Кунакузин Е.Л.	
ОЛИВИНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО БАЗИТОВОГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ	26
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Грешилова Д.П.	
МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ В СТРУКТУРАХ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА. 28	
Буслов М.М.	
ВЕНДСКО-РАННЕДЕВОНСКИЙ ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ - САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ЭВОЛЮЦИЯ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ ПАЛЕОПАЦИФИКИ	31
Вантеев В.В., Кислов Е.В., Гончарук И.С.	
МЕГАКРИСТЫ И ЛЕРЦОЛИТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ САФИРОНОСНОЙ РОССЫПИ НАРЫН-ГОЛ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) . 33	
Вантеев В.В., Кислов Е.В., Малышев А.В., Гончарук И.С.	
ГОРЛЫКГОЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПОСЕРПЕНТИНИТОВОГО НЕФРИТА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН	36
Викентьев И.В., Юдовская М.А., Hu Wen-Jun	
МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОФИОЛИТАХ УРАЛА	38
Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д., Абрамова В.Д.	
Au-Pt-Pd МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВАСИЛИНОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ОФИОЛИТАХ КЭРШОРСКОГО КОМПЛЕКСА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ	41

Вишневецкий А.В., Савельев Д.Е. КУВАЕВИТ В ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХРОМИТИТОВ КЕМПИРСАЙСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (С. КАЗАХСТАН)	44
Волосов А.С., Хромых С.В. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОЯСОВ БАЗИТОВЫХ ДАЕК ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	46
Вревский А.Б. ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ФОРМАЦИОННОГО СОСТАВА ПОРОД И РУД АЛЛАРЕЧЕНСКОГО СУЛЬФИДНОГО Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	49
Гатауллин Р.А., Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Баширов В.Э. МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ ТАРЛАУ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	51
Гибшер А.А., Мальковец В.Г. ДВУПИРОКСЕН-ШПИНЕЛЕВЫЕ СИМПЛЕКТИТЫ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, КАК ЕЩЕ ОДНО ПОДТВЕРЖДЕНИЕ ПЛЮМОВОЙ АКТИВНОСТИ	54
Голич А.Н., Высоцкий С.В. КАЛИНОВСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ	57
Голич А.Н., Ханчук А.И., Асеева А.В., Молчанов В.П., Вовна Г.М. ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТ- БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)	59
Голубенко Н.И. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИЗМЕНЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ МИХЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	61
Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КАМЕРЫ И РАССЛОЕННЫЕ МАССИВЫ ЧИНЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА	64
Гончарук И.С., Кислов Е.В., Вантеев В.В. НЕФРИТ ВОЙМАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА	67
Гурова А.В., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Савинский И.А., Котлер П.Д. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ	70
Дмитриева Н.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Котляров А.В. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СОВРЕМЕННОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ОСТРОВА СУЛАВЕСИ (ТИХИЙ ОКЕАН)	73
Докукина К.А., Конилов А.Н., Пожиленко В.И., Ван К.В. АРХЕЙСКИЕ ГИПЕРБАЗИТЫ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	76

Дорошкевич А.Г., Саватенков В.М., Прокопьев И.Р., Избродин И.А. НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ КАРБОНАТИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА	79
Егорова В.В., Изох А.Э., Шелепаев Р.А. ЗОНАЛЬНОСТЬ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ КАМПТОНИТОВЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА	81
Жмодик С.М., Травин А.В., Лазарева Е.В., Юдин Д.С., Белянин Д.К., Толстов А.В., Добрецов Н.Н. ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МАССИВА БОГДО (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)	84
Зюзин Ю.М., Леснов Ф.П., Звягин Е.М., Кадыр-оол Ч.О. ОБ ОТОБРАЖЕНИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ОНДУМ- ТАННУОЛЬСКОГО АРЕАЛА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА), В АНОМАЛЬНОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ	87
Иванов А.Н., Грошев Н.Ю., Корчагин А.У. МАЛОСУЛЬФИДНОЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЕВЕРНЫЙ КАМЕННИК В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ КАК ПРИМЕР ТРАНСГРЕССИВНОЙ СТРУКТУРЫ	90
Изох А.Э. УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ	93
Кадыр-оол Ч.О., Леснов Ф.П., Королюк В.Н., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А. МИНЕРАЛОГИЯ ПОЛОСЧАТЫХ ГАББРОИДОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ- УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	96
Кислов Е.В. ХАРГАНТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПОСЕРПЕНТИНИТОВОГО НЕФРИТА	100
Колотилина Т.Б., Щербаков Ю.Д., Мехоношин А.С., Охремчук Е.Е. ДВА ОЛИВИНА В ВЕРЛИТАХ МАССИВА ОНГУРЁНЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	103
Конопелько Д.Л. АПАТИТОНОСНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ В СОСТАВЕ ЛАМПРОФИР- ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ ПРИЛАДОЖЬЯ	105
Корнеева А.А., Савельев Д.П., Каменецкий В.С., Некрылов Н.А. СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПИКРИТОВ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА, РОССИЯ)	106
Криволуцкая Н.А., Толстых Н.Д., Канимбуге Л.С., Гонгальский Б.И., Кузьмин Д.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН	109
Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В., Калинин А.А., Удоратина О.В., Кобл М.А. УЛЬТРАБАЗИТ-ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ: U-Pb, Sm-Nd И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ (КОЛМОЗЕРСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)	112

Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Каулина Т.Б., Стешенко Е.Н. ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО- ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И SM-ND ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ	114
Курапов М.Ю., Конопелько Д.Л. КОРОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ АНДЕРПЛЕЙТИНГА БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ СИБИРСКОГО ПЛЮМА НА ТАЙМЫРЕ	116
Лавренчук А.В., Склярв Е.В., Пушкарев Е.В. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГАББРОИДОВ БИРХИНСКОГО МАССИВА И ПРОБЛЕМА ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ	117
Леднева Г.В., Базылев Б.А., Сычев С.Н., Рогов А.В. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ И МАФИТОВ ОФИОЛИТОВ ПОЯСА ХР. ЧЕРСКОГО ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ И ЛИТОКЛАСТОВ ОФИОЛИТОКЛАСТИТОВОЙ ТОЛЩИ РАССОХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА	120
Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Кадыр-оол Ч.О. К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ- УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	122
Малич К.Н., Пухтель И.С., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Булатов В.А., Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И Re-Os, Pt-Os, S-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГУЛИНСКОГО МАССИВА МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ	125
Мальковец В.Г., Гибшер А.А. СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНОЙ ...	128
Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЛУБИНОСТИ ИСТОЧНИКОВ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА	130
Милюкова А.Г., Скобленко А.В. ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕСТИТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ СЕВЕРО- БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) НА ОСНОВАНИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И RE-OS ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКИ	132
Мокрушин А.В., Смолькин В.Ф., Рундквист Т.В. ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ ПАДОС-ТУНДРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)	135
Морохин А.И., Шумилова Т.Г. ОСОБЕННОСТИ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СУЛЬФИДОВ МЕДИ НА ПРИМЕРЕ ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)	137
Орсоев Д.А., Смолькин В.Ф., Мехоношин, А.С. PGE-Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЕ ГАББРОНОРИТ-ПЕГМАТИТА МАССИВА Н-К-Т (МОНЧЕГОРСКИЙ ПЛУТОН, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)	140

Пенкина В.А., Котлер П.Д., Куликова А.В., Хромых С.В. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)	143
Пешков А.А., Чернышов А.И. ВТОРИЧНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ ОЛИВИНА И ЭНСТАТИТА В ГАРЦБУРГИТАХ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА).....	146
Полянский О.П., Симонов В.А., Королева О.В., Прокопьев А.В., Котляров А.В. ГЛУБИННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДЕВОНСКОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА).....	149
Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Ханьжин А.С., Чебыкин Н.С. МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДНЫХ ГЛОБУЛ В ПИРОКСЕНИТАХ ШИГИРСКИХ СОПОК УФАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ	152
Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е. ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАПМРОФИРОВ ЧАДОБЕЦКОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ).....	154
Пушкарев Е.В. АНКАРАМИТЫ И АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ: ОБЗОР	157
Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Шардакова Г.Ю., Бирюзова А.П., Симанкова А.О., Антонишин Н.А. КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ УФАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ФРАГМЕНТ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИНТРУЗИИ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА.....	160
Пшеницын И.В., Арискин А.А., Соболев С.Н. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ CU-NI МИНЕРАЛИЗАЦИИ, КАК ИНДИКАТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ (НА ПРИМЕРЕ МОНЧЕГОРСКОГО И ДОВЫРЕНСКОГО КОМПЛЕКСОВ)	162
Рахимов И.Р., Вишневецкий А.В. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ Ti-Fe-ОКСИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НАУРУЗОВСКОГО ГАББРОНОРИТОВОГО МАССИВА ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	164
Савельев Д.Е. МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМИТИТОВ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ИХ ГЕНЕЗИСА (НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ УРАЛА)	167
Савельев Д.П. ОФИОЛИТЫ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ РАННЕГО МЕЛА, ВЛИЯНИЕ ГЕОДИНАМИКИ НА ПЛАТИНОНОСНОСТЬ	169
Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВКРАПЛЕННИКОВ ИЗ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ)	171

Симанкова А. О., Пушкарев Е. В., Чебыкин Н. С. СЕКТОРИАЛЬНО-ЗОНАЛЬНЫЕ ВКРАПЛЕННИКИ КЛИНОПИРОКСЕНА В ДОЛЕРИТАХ ХАБАРНИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО АЛЛОХТОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ	173
Синопальников Н.И., Кислов Е.В., Шубин И.И. ФОРСТЕРИТОВЫЕ АПОДУНИТОВЫЕ ЭНДОСКАРНЫ В ДУНИТАХ ЙОКОДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ	176
Симонов В.А., Котляров А.В., Чернышов А.И., Петрусёва В.С., Карманов Н.С. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДУНИТОВ УЛОРСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)	178
Склярёв Е.В., Лавренчук А.В., Щербаков Ю.Д. МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	181
Соболев С.Н., Япаскурт В.О., Соболев А.В., Батанова В.Г., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Грошев Н.Ю. ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЛИВИНА ПО ФОСФОРУ И ДРУГИМ ПРИМЕСНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ В УЛЬТРАМАФИТАХ ЙОКОДОВЫРЕНСКОГО И МОНЧЕГОРСКОГО ИНТРУЗИВОВ	184
Сущенко А.М., Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Савченко Е.Э. АПАТИТ ИЗ МИНЕРАЛИЗОВАННОГО АНОРТОЗИТА ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТРОЖДЕНИЯ КИЕВЕЙ, ФЕДОРОВО-ПАНСКИЙ КОМПЛЕКС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ	186
Томиленко А.А., Леснов Ф.П., Бульбак Т.А., Королюк В.Н., Подгорных Н.М., Вишневецкий А.В. ГЕОХИМИЯ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В КРУПНОМ ШТУФЕ САМОРОДНОЙ МЕДИ ИЗ ТАЙМЕТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)	189
Туркина О.М., Ножкин А.Д. ЕСТЬ ЛИ ОБОГАЩЕННЫЕ ДОМЕНЫ В СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА?	192
Туркина О.М., Изох А.Э. МАФИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ: ОБЗОР ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ	195
Удоратина О.В., Шуйский А.С., Варламов Д.А. ЩЕЛОЧНЫЕ ПИКРИТЫ НИЖНЕ-МЕЗЕНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)	198
Федоренко М.И. КРАТКИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА	201
Хромых С.В., Котлер П.Д., Изох А.Э., Крук Н.Н. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	203
Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОИДЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СОСТАВ, ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИКА	206

Чайка И.Ф., Байков Н.И., Каменецкий В.С., Кутырев А.В., Барнс С.-Дж., Зеленский М.Е. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ АНКРАМИТОВОЙ МАГМЫ И ФОРМИРОВАНИЕ УРАЛО-АЛЯСКИНСКИХ КОМПЛЕКСОВ: ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ТУМРОК (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)	209
Шаповалова М.О., Шелепаев Р.А., Толстых Н.Д. ПОЛИФАЗНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ МАССИВЫ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ	212
Шелепов Я.Ю., Шелепаев Р.А. МАССИВ МОРЬТ-УЛА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ) – ПРИМЕР СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ	215
Шутов В.А., Мехоношин А.С. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОБРАЗОВАНИЯ АПОСЕРПЕНТИНИТОВОГО НЕФРИТА (НА ПРИМЕРЕ УЛАН-ХОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)	218
Юрченко А.В., Лобач-Жученко С.Б. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АРХЕЙСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА ГОЛОВАНЕВСКОГО ДОМЕНА САРМАТСКОГО КРАТОНА	220

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике представлены труды VIII Всероссийской конференции с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал».

Тематика конференции затрагивает вопросы геологии, геодинамических обстановок формирования, петрологии, минералогии, геохимии и изотопной геохимии ультрамафит-мафитовых комплексов. В докладах показано, что ультрамафит-мафитовый комплексы различного состава (от нормального ряда до щелочного) проявлены в широком диапазоне времени от раннего докембрия до кайнозоя, в различных регионах России и сопредельных территорий. Они проявляются в различных геодинамических обстановках: в офиолитах, в островных дугах и активных континентальных окраинах, в рифтовых структурах. Ультрамафит-мафитовые комплексы являются главным атрибутом крупных изверженных провинций и с ними связаны крупные Cu-Ni-ЭПГ и Fe-Ti-V месторождения (Норильск, Чиней, Йоко-Довырен и др.). В специальных докладах рассмотрены вопросы геохимии и изотопии мантийных источников, участвующих в формировании ультрамафит-мафитовых ассоциаций, и их эволюция во времени. В рамках совещания особое внимание уделено проблеме анкармитов – специфических высококальциевых высокомагнезиальных вулканических и субвулканических пород и их интрузивных фаций, с которым связаны россыпные месторождения платины.

А.Э. Изох, Н.Н. Крук

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОВЫРЕНСКИХ МАГМ

**Арискин А.А.^{1,2}, Костицын Ю.А.², Дубинина Е.О.³, Тессалина С.Г.⁴, Кислов Е.В.⁵,
Пшеницын И.В.², Бармина Г.С.², Николаев Г.С.², Соболев С.Н.²**

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва
ariskin@rambler.ru

²ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского, г. Москва

³ИГЕМ РАН, г. Москва

⁴Центр изотопных исследований университета Кертина, Перт, Австралия

⁵Геологический институт им Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ

Введение. Йоко-Довыренский расслоенный массив (далее Довырен) залегает среди карбонатно-терригенных толщ Северного Прибайкалья и входит в состав Довыренского интрузивного комплекса, возрастом ~728 млн. лет [1]. Помимо главного интрузива размером ~26×3 км, к нему относятся габбро-перидотитовые силлы и дайки лейкократовых габброноритов [2,3]. Строение Довырена детально изучено в мощной срединной части (3.2-3.4 км), где в основании разреза выделены закаленные габбронориты и пикродолериты, сменяющиеся на плагиоперидотиты и главную стратиграфическую последовательность кумулатов (снизу вверх): дунит ($Ol+Chr$) → троктолит ($Ol+Pl+Chr$) → оливинное габбро ($Pl+Ol+Cpx\pm Chr$) → оливинный габбронорит ($Pl+Ol+Cpx\pm Opx$) → кварцевые габбронориты и Риг-содержащие габбро ($Pl+Cpx\pm Opx\pm Pig$). Прикровельную часть массива слагают габбро-пегматиты и кварцевые гранофиры, тогда как зона верхнего эндоконтакта сложена мелкозернистыми габброноритами. Интрузивные и субвулканические тела перекрываются эффузивными образованиями Сыннырского хребта, включающими высоко-Тi базальты иняптукской свиты и низко-Тi андезитобазальты сыннырской свиты. Изотопно-геохимические данные указывают на генетическое родство интрузивных и вулканических пород низко-Тi серии [1,2]. Основным интерес к этому комплексу связан с рудоносностью двух типов – наличием Cu-Ni сульфидных руд в силлах и апофизах, подстилающих расслоенный массив, и ЭПГ-минерализацией сульфидоносных анортозитов (Риф I или Главный риф) и лейкопикролитов Довырена (Зона Конникова [2]).

Петрологическая значимость Довырена включает два главных аспекта. *Первый* – “динамический”: в составах пород этого массива “записаны” признаки открытой магматической камеры. Это проявлено в преобладании ультраобедненных кумулатов и оценках средневзвешенных (по разрезам) содержаний несовместимых элементов, которые в 3-5 раз ниже концентрации в породах эндоконтактов. Вулканитов и силлов с подобной геохимией в Северном Прибайкалье не обнаружено и это позволяет рассматривать довыренский разрез как своего рода “реститовую толщу”, образованную из кристаллического остатка оливинных и $Ol-Pl$ кумулатов, потерявших до 60-70% габброноритовых расплавов [2]. *Второй аспект* – “физико-химический”: для интрузивных тел Довыренского комплекса получены надежные оценки температуры и состава исходных магм, включая параметры растворимости сульфидной серы. Реконструкции при помощи программы КОМАГМАТ-5 показали, что наиболее примитивные плагиоперидотиты в срединной части массива представляют $Ol-Sp$ кумулаты в высоко-Mg расплаве, содержащем ~11 мас.% MgO и 52 мас.% SiO₂ при температуре около 1285°C (в равновесии с оливинном Fo_{87.5-88}) [2]. Эти породы тесно ассоциируют с менее примитивными $Ol-Pl$ кумулатами, которые формировались при более низких температурах (1220-1200°C) и изначально содержали оливин ~Fo₈₆. В базальных частях разрезов в ЮВ и СЗ замыкании Довырена такие породы преобладают. Наиболее фракционированными являются рудоносные габброперидотитовые силлы и апофизы, для которых КОМАГМАТ-реконструкции дают исходный оливин Fo_{83.6} и плагиоклаз ~An₈₀ при температурах от 1185°C [4].

Значение изотопных исследований. В период 2015-2023 гг. для довыренских пород нами проведены исследования шести изотопных систем, включая: Th-U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os, а также закономерности распределения стабильных изотопов серы и кислорода в рудоносных и слабо минерализованных породах [1, 5-7].

Исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем для 24 интрузивных пород (включая силлы) и пяти вулканитов показали, что $\frac{3}{4}$ значений формируют устойчивый кластер составов с экстремально-обогащенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0.7094-0.7149 при $t = 728.4$ млн лет) и низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, варьирующими от -16.1 до -13.2 [1]. За пределами этого диапазона сильно серпентинизированные и метасоматизированные породы. Эти наблюдения подтвердили гипотезу о происхождении довыренских магм из изотопно-аномального верхнерифейского источника [8] и привели к выводу, что его протолитом в сублитосферной мантии могли являться продукты частичного плавления и/или метасоматизации неоархейской мантии на рубеже около ~2.7-2.8 млрд лет [1,2]. Важное наблюдение состоит в том, что максимальную степень обогащения демонстрируют породы эндоконтакта ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)=0.71387\pm 0.00010$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-16.09\pm 0.06$), которые кристаллизовались из наиболее высоко-Mg магмы (см. выше). Расположенные выше дуниты, троктолиты и габброиды демонстрируют менее обогащенные характеристики, которые можно связать с частичной контаминацией вмещающих пород *in situ* или в процессе внедрения магмы. Расчеты пропорций смешения исходного расплава с вмещающими сланцами показали, что наблюдаемые изотопные вариации Nd предполагают до 10-20% контаминации метаосадков; в случае смешанного карбонатно-терригенного материала эти оценки возрастают до 40-50%.

Изотопный состав кислорода изучен в 33 монофракциях оливина, отобранных из плагиоперидотитов, дунитов, троктолитов и оливиновых габброноритов Довырена [5]. Для наиболее свежих и неконтаминированных коровым материалом пород величины $\delta^{18}\text{O}$ попадают в интервал $5.8\pm 0.2\%$ ($n=27$). В случае дунитов, контаминированных карбонатным материалом, наблюдается значимое возрастание величин $\delta^{18}\text{O}$ до $6.2\pm 0.3\%$. Эти величины близки к характеристикам рудоносных комплексов Бушвельда и Джинчуаня. При помощи программы КОМАГМАТ-5 для всех пород-кумулятов рассчитаны температуры равновесия 98% кристаллической массы с “последними” порциями остаточных расплавов (в среднем $1176\pm 34^\circ\text{C}$) - как основа оценок $\delta^{18}\text{O}$ исходного расплава: для неконтаминированных систем они составили $6.6\pm 0.2\%$, а для расплавов с признаками контаминации коровым материалом $7.1\pm 0.3\%$. Подобные соотношения отвечают незначительной (не более первых %) контаминации исходных магм карбонатным материалом.

Изотопный анализ серы проведен на фракциях сульфидов и методом LAICP-MS в аншлифах, представляющих главные типы пород в стратиграфических разрезах Довырена (24 образца) и ~300 м раздува рудоносного апофиза DV10, параллельного его основанию в срединной части (10 образцов) [6]. В обоих случаях установлены широкие вариации $\delta^{34}\text{S}$ - примерно от -2‰ до +10‰. Общей особенностью этих распределений является устойчивость изотопного состава во внутренних частях интрузивных тел (вокруг нулевого значения $\pm 1\%$ для Довырена и примерно +2.5‰ для апофиза) и сильные изменения вблизи контактов. Максимальное обогащение сульфидов тяжелой серой проявлено в подошве интрузивов. В случае Довырена видим крайне неоднородные зерна рассеянных сульфидов в зоне закалки ($\delta^{34}\text{S}$ от 0‰ до +9‰); в рудоносных породах из 10-метрового базального горизонта $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +6.2‰ до +10.3‰. Изотопный состав богатых сидеронитовых руд (+2.1‰) близок составу рассеянных сульфидов в оливиновых габброноритах, слагающих апофиз DV10. При этом показано, что простые схемы аддитивного смешения изотопно-контрастных резервуаров, отвечающих ювенильному магматическому источнику ($\delta^{34}\text{S}=0$ и +2‰) и условному контаминанту ($\delta^{34}\text{S}=+9.4\%$), требуют аномально высокой степени ассимиляции вмещающих пород (до 60-80%) и полного изотопного уравнивания гибридной системы.

Объяснение высоких значений $\delta^{34}\text{S}$ в низах апофиза дается с позиций поступления в магматическую систему контактово-метаморфического H_2S -содержащего флюида,

образованного при термическом разложении пирита в процессе дегидратации вмещающих толщ [6]. Этот механизм, вероятно, применим и к породам зоны закалки Довырена.

Исследования *Re-Os* изотопной системы были проведены на образцах закаленного габбронорита, пикродолерита, плагиоперидотита, плагиодунита и слабо минерализованных троктолита и платинометаллических анортозитов Довырена [7]. В дополнение изучены образцы глобулярной и сидеронитовой руды из апофиза DV10. При пересчете $\gamma_{Os}(t)$ на возраст $t=728$ Ма изотопные составы образуют три кластера в координатах $\gamma_{Os}(t) - {}^{187}\text{Re}/{}^{188}\text{Os}$: (1) наиболее радиогенные значения $\gamma_{Os}(t)$ 10.5 и 10.0 установлены для закаленного габбронорита Довырена и приконтактового габбронорита DV10; (2) плагиодунит, троктолит и сульфидные руды демонстрируют промежуточные значения $\gamma_{Os}(t)$ 7.3-8.7, (3) оливинный габбронорит, плагиоперидотит и ЭПГ-анортозит характеризуются примитивными значениями $\gamma_{Os}(t)$ в диапазоне 4.5-5.6. Наиболее радиогенные значения $\gamma_{Os}(t)$ при максимальном обогащении изотопом ${}^{34}\text{S}$ согласуются с гипотезой о роли метаморфогенного H_2S -содержащего флюида. Тогда как базальные породы Довырена с наименее радиогенными характеристиками *Re-Os* системы отвечают продуктам кристаллизации наиболее магнезиальной магмы с максимальными отношениями ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}(t)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ около -16. Подобные корреляции можно рассматривать как дополнительный аргумент в пользу существования изотопно-аномального источника довыренских магм, протолитом которого явились неoarхейская мантия, испытавшая частичное плавление, возможно на фоне метасоматизации или частичной контаминации коровых пород на ранних стадиях аккреции Сибирского кратона.

1. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56, № 3, с. 528-556.
2. Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. 2018. v. 302-303. p. 242-262.
3. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ, 1998. 265 с.
4. Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др. Геохимия и петрология протосульфидных расплавов в рудоносном апофизе Йоко-Довыренского интрузива // *Геохимия*, 2022, т. 67, № 3, с. 205-226.
5. Арискин А.А., Фомин И.С., Дубинина Е.О. и др. Изотопный состав кислорода в оливине и расплавах из кумулатов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*, 2021, т. 66, № 2, с. 145-160.
6. Арискин А.А., Пшеницын И.В., Дубинина Е.О. и др. Изотопный состав серы в оливинных габброноритах рудоносного апофиза Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье // *Петрология*, 2021, т. 29, № 6, с. 569-587.
7. Ariskin A., Tessalina S., Kostitsyn Yu. et al. Re-Os systematics in the layered rocks and Cu-Ni-PGE sulfide ores from the Dovyren Intrusive Complex in Southern Siberia, Russia: Implications for the original mantle source and the effects of two-stage crustal contamination // *Minerals*. 2023 (submitted).
8. Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (Eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crust material // *Chemical Geology*. 1996. v. 129. p. 39-69.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТА И ИЛЬМЕНИТА КРУЧИНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ

Бадмацыренова Р.А.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

ИРНИТУ, Иркутск

brose@igc.irk.ru

Кручининское апатит-титаномагнетитовое месторождение расположено в западной части Алданского щита, в 70 км северо-восточнее г. Чита. Месторождение приурочено к Ангашанскому габбро-пироксенит-анортозитовому массиву, расположенному на юго-восточном склоне хр. Черского, входящего в систему Яблонового хребта (Забайкальский край) в верхнем течении р. Кручина, в бассейне его правых притоков – Козулькина и Ангашан (рис. 1).

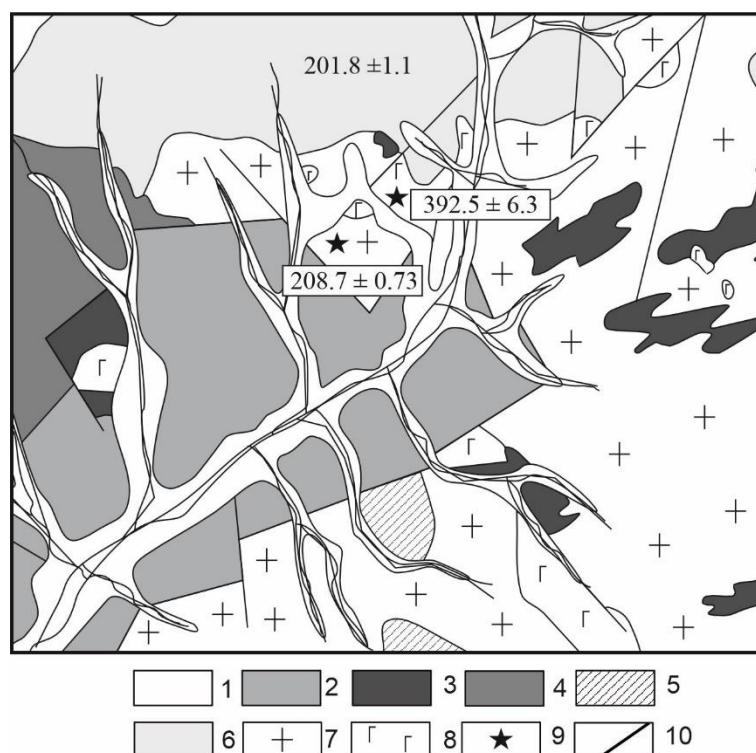


Рис. 1. Схема геологического строения Кручининского месторождения (Восточное Забайкалье) (составлена на основе Геологической карты СССР масштаба 1:200000, лист N-50-XXXI).

1 – четвертичные и современные аллювиальные отложения; 2 – юрско-меловые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты; 3 – протерозойские биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы застепинской толщи 4 – пермско-триасовые андезитовые порфириты с прослоями терригенных пород; 5 – мезозойские граниты и гранодиориты; 6 – щелочные граниты Кручининского массива (U-Pb возраст по [1]); 7 – триасовые гранитоиды без расчленения; 8 – габброиды кручининского комплекса; 9 – места отбора проб для U-Pb датирования; 10 - разрывные нарушения.

Ангашанский массив входит в состав палеозойского кручининского интрузивного комплекса [2]. В геологическом строении Ангашанского массива принимают участие два комплекса основных пород: рудоносный габбро-пироксенитовый и анортозитовый. В составе габбро-пироксенитового комплекса отмечаются следующие разновидности пород: 1) средне-крупнозернистое габбро с редкой вкрапленностью ильменита и магнетита; 2)

оливиновое габбро с редкой, реже средней вкрапленной минерализацией; 3) рудное полосчатое габбро со средней и густой вкрапленностью ильменита и титаномагнетита; 4) крупнозернистое и гигантскозернистое габбро массивной текстуры с равномерной и гнездовкряпленной средней и густой вкрапленностью рудных минералов; 5) неравномернозернистые до гигантскозернитсых пироксениты с равномерной и гнездовкряпленной средней и густой рудной минерализацией; 6) сплошные (сливные) титаномагнетитовые руды. Апатитовая минерализация тесно ассоциирует с титаномагнетитовой. Апатит-титаномагнетитовое оруденение приурочено преимущественно к пироксенитам и полосчатым габбро. Породы аноктозитовго комплекса представлены аноктозитами и лейкогаббро.

Породы габбро-пироксенитового комплекса довольно четко отличаются друг от друга по характеру рудной минерализации, проявляющейся в нескольких разновидностях, основными из которых являются следующие:

1. Бедная и убогая вкрапленность рудных минералов, приуроченная к аноктозитам, габбро-диоритам, лейкократовым габбро. Апатит встречается в незначительных количествах.

2. Средняя и густая вкрапленность рудных минералов и апатита, приуроченная к разновидностям габбро, и, в основном, пироксенитов.

3. Сплошные скопления рудных минералов и апатита в виде шпировидных тел и тонких прожилков.

В тесной связи с формой проявления рудной минерализации находятся и типы руд. Среди вкрапленных руд по степени обогащения рудными минералами выделяются следующие основные типы:

1. Убогие и бедные вкрапленные руда представляют собой слабо оруденелые разновидности габбро, лейкократового, и реже оливинового габбро, а иногда и аноктозитов в зоне контакта с породами габбро-пироксенитового комплекса. Выделяются эти руды только на основании химических анализов. Рудные минералы встречаются либо в виде редкой равномерно-рассеянной вкрапленности, либо микроскопически неразличимы. Обычно представлены они магнетитом и титаномагнетитом с редкими зернами ильменита. Содержание TiO_2 составляет в среднем 1.5-2 %, $FeO_{общ}$ 5-10 %, P_2O_5 до 1 % и V_2O_5 – тысячные доли процента.

2. Вкрапленные руды представляет собой оруденелые разности мезократового и более основных разновидностей габбро, а такие пироксенитов. Рудные минералы встречаются в виде равномерно рассеянной вкрапленности, либо образуют кучные скопления зёрен ильменита, титаномагнетита, титаномагнетита, довольно часты включения сульфидов (пирит и пирротин). Преобладающая структура руд сидеронитовая, но в полосчатых габбро и в породах с планпараллельными текутурами рудные минералы подчиняются общему плану расположения минеральных составляющих. Сидеронитовые структуры, вероятно, обусловлены более поздней кристаллизацией остаточного рудного расплава в межзерновых пространствах и частичной резорбцией ранее выкристаллизовавшихся силикатов, а иногда их полным замещением. Среднее содержание TiO_2 в этих рудах составляет 6-8 %, $FeO_{общ}$ 15-18 %, P_2O_5 – 3-4 % и V_2O_5 до 0.08 %.

3. Богатые вкрапленные руды представляют собой интенсивно оруденелые разности пироксенитов среднезернистой до гигантозернистой структуры, а иногда меланократовых и мезократовых разновидностей габбро. Эти руды характеризуются повышенными содержаниями рудных минералов по сравнению с вкрапленными рудами. Структурные и текстурные особенности богатых вкрапленных и вкрапленных руд совершенно идентичны. Среднее содержание TiO_2 в богатых вкрапленных рудах составляет 8-12 %, $FeO_{общ}$ 18-24 %, P_2O_5 – 4-6 % и V_2O_5 до 0.1 %.

4. Сплошные (сливные) руды представляют собой образования, состоящие на 70-90 % из рудных минералов. Среднее содержание TiO_2 в сплошных рудах составляет 15-18 %, при максимальных содержаниях до 23-25 %, $FeO_{общ}$ 25-30 %, P_2O_5 6-8 % и V_2O_5 - 0.12 %.

По данным Б.Н. Абрамова [3] габброиды Кручининского месторождения имеют геохимические особенности, характерные для пород, образованных в островодужных обстановках. Близкими условиями образования и типом оруденения характеризуются небольшие дифференцированные титаноносные габбро-анортозитовые интрузии моностойского интрузивного комплекса в Забайкалье [4].

Магнетит по характеру рисунка спектра редких элементов наиболее близок к магматическому магнетиту. Это сходство наиболее заметно в области совместимых и умеренно несовместимых элементов. Изученный магнетит, подобно классическим магнетитам из Fe-Ti-V руд Бушвельдского комплекса и Fe-Ti-P руд Септ-Илес, обогащен Ti, Zn, Co, V, Ni и Cr (рис. 2) [5]. Сравнение химических составов рудных минералов из руд титаноносных интрузий моностойского комплекса и Кручининского месторождения показывает ряд отличий. Содержания транзитных элементов, таких как Sc, V, Cr, Mn, Ti, Co, Ni, Cu и Zn в магнетитах из кручининского типа выше, чем в магнетитах из руд моностойского комплекса. Ильмениты из руд кручининского типа содержат больше ванадия и цинка (284 г/т и 246 г/т соответственно), чем ильмениты из руд моностойского комплекса (120 г/т и 127 г/т).

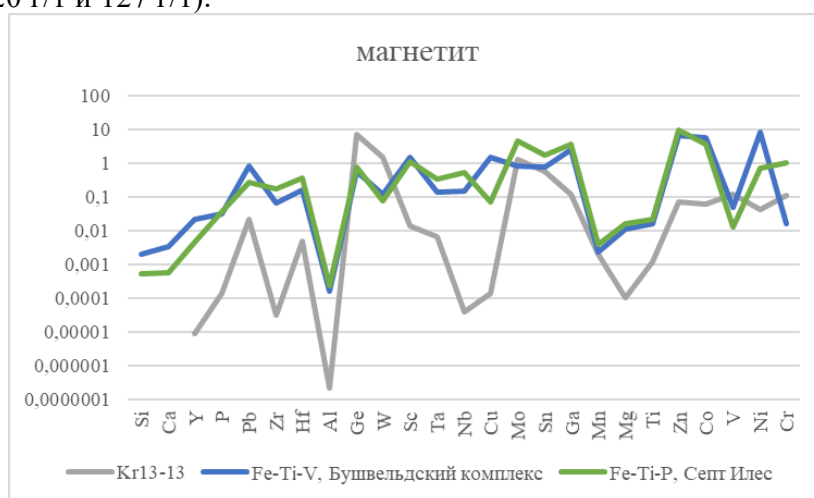


Рис. 2. Содержание элементов в магнетите.

Таким образом, руды Кручининского месторождения по своим геохимическим характеристикам соответствуют ведущим мировым месторождениям и пригодны для переработки и получения титановых концентратов.

Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту IX.130.3.1 (0284-2021-0001).

1. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н., Елбаев А.Л., Бурдуковский В.В. Соотношение мантийного и разновозрастного корового вещества в составе гранитоидов Забайкалья А-типа: петрологические и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика, 2019, т. 10, №3, с. 779-799.
2. Объяснительная записка к геологической карте Читинской области, масштаба 1:500 000. Чита. 1997. 239 с.
3. Абрамов Б.Н. Особенности распределения редкоземельных элементов в породах и рудах Кручининского апатит-титаномагнетитового месторождения (Восточное Забайкалье) // ДАН, 2013, Т. 449, №2, с. 205-209.
4. 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. 806-818
5. Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G. et al. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators // Miner Deposita. 2014. 49. P. 785–796.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ДУНИТОВ, ПИРОКСЕНИТОВ И ГАББРОИДОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

Базылев Б.А.¹, Портнягин М.В.², Савельев Д.П.³, Леднева Г.В.⁴, Кононкова Н.Н.¹

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

²*GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany*

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

⁴*Геологический институт РАН, Москва*

Проведено петрографическое, минералогическое и геохимическое исследование дунитов, пироксенитов, перидотитов и габброидов из тектонически дезинтегрированного офиолитового комплекса Камчатского мыса (Камчатка, Россия), направленное на выявление когенетичных ассоциаций магматических пород и определение вероятных геодинамических обстановок их формирования. Установлено, что исследованные ультрамафиты–мафиты относятся к двум генетическим сериям, различающимся по составам первичных минералов, минеральному составу пород и оцененным составам захваченных (интеркумулусных) расплавов.

Для клинопироксенов из пород высокотитанистой серии (габброиды Оленегорского массива, ксенолиты дунитов и меланократовых габброидов в них, прожилки габброидов в ксенолитах) характерны умеренно высокие содержания глинозема (2.7–3.7 мас. %) и повышенные содержания титана (0.34–1.0 мас. % TiO₂), хромшпинелиды в этих породах также обнаруживают повышенные содержания титана (0.32–2.7 мас. % TiO₂) при умеренной хромистости Cr/(Cr+Al) (0.40–0.60). Методика оценки содержания и состава захваченного расплава, разработанная для дунитов [1], модифицирована применительно к другим типам пород. Содержания захваченных расплавов в породах высокотитанистой серии оценены в интервале 3–8%, а их составы (рис. 1а) близки к составу N-MORB [2] и аналогичны составам деплетированных толеитов из офиолитового комплекса Камчатского мыса и расплавных включений в оливине из этих пород [3–6]. Это свидетельствует о когенетичности этих плутонических и вулканических пород и позволяет предполагать их формирование в океаническом центре спрединга.

Для клинопироксенов из пород низкотитанистой серии (дуниты, вебстериты и габброиды из жильных тел в шпинелевых перидотитах Солдатского массива, а также пироксениты и габброиды из делювия и аллювия вне Солдатского и Оленегорского массивов) характерны низкие содержания глинозема (0.7–2.3 мас. %) и крайне низкие содержания титана (0.01–0.24 мас. % TiO₂). Хромшпинелиды в этих породах отличаются невысокими содержаниями титана (0.02–0.44 мас. % TiO₂) при повышенной хромистости Cr/(Cr+Al) (0.52–0.90). Содержания захваченных расплавов в породах этой серии оценены в интервале 0.8–31%, а их составы (рис. 1б) близки к составам бонинитов [7]. Формирование пород этой серии, таким образом, связано с ранним этапом островодужного магматизма.

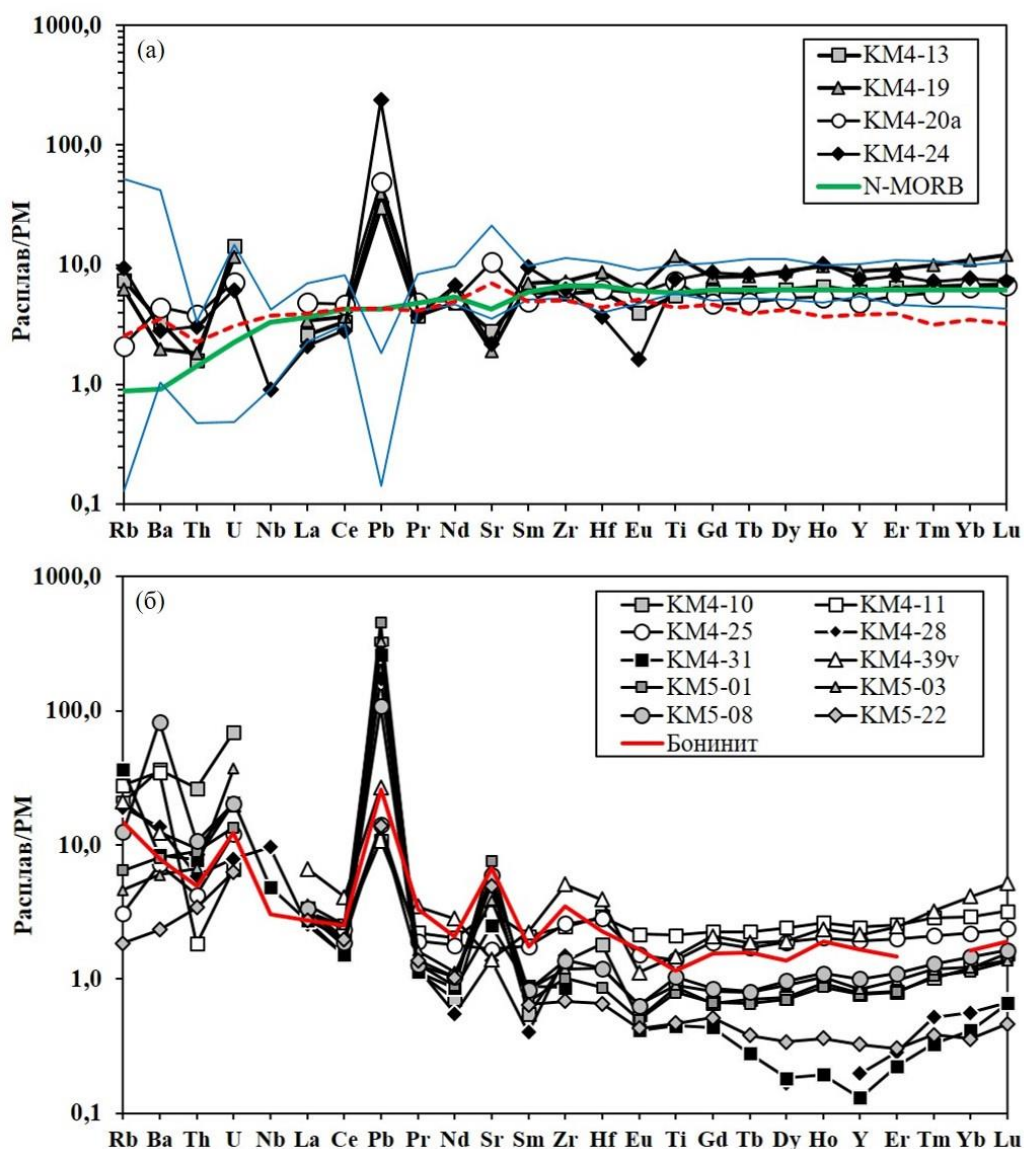


Рис. 1. Рассчитанные составы захваченных (интеркумулусных) расплавов (нормализованные на состав PM [2]) в породах разных серий. (а) Расплавы из пород высокотитанистой серии в сопоставлении с составами долеритов и базальтов типа N-MORB Камчатского мыса [3, 5, 6] (пределы вариаций содержаний элементов отмечены тонкими линиями без маркеров), со средним составом расплавов, реконструированных по расплавленным включениям в оливине из пикритов Камчатского мыса [4] (красная пунктирная линия), и составом N-MORB [2]. (б) Расплавы из пород низкотитанистой серии в сопоставлении со средним составом бонинита [7]. Залитые значки – составы захваченных расплавов в дунитах и гарцбургите, серые значки – в бесплагиоклазовых и низко-плагиоклазовых пироксенитах и перидотите, незалитые – в габброидах и перидотите с высоким содержанием плагиоклаза.

Плутонических пород, которые могли бы быть когенетичны присутствующим в составе офиолитового комплекса Камчатского мыса базальтам типа OIB и E-MORB, в проведенном исследовании не установлено. Учитывая отсутствие известных проявлений бонинитов в офиолитовом комплексе Камчатского мыса, можно предполагать, что плутонические ультрамафиты, в том числе жильные, могут быть единственным свидетельством этапа надсубдукционного бонинитового магматизма в процессе формирования офиолитовых комплексов. Продемонстрировано, что методика оценки состава захваченного расплава в плутонических ультрамафитах и габброидах на основании валовой геохимии и первичной минералогии позволяет делать более

определенные и обоснованные выводы о геодинамической обстановке формирования этих пород и о степени их когенетичности с пространственно ассоциирующими базальтами, чем выводы, основанные лишь на составах первичных минералов в породах.

Результаты исследования в полном объеме опубликованы в работе [8].

Исследование выполнено по госзаданию ГЕОХИ РАН; участие сотрудников других организаций финансировалось за счет соответствующих госзаданий РАН.

1. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Бычкова Я.В. и др. Оценка содержания и состава захваченного расплава в дунитах // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 5. С. 471–485.
2. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
3. Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 452–480.
4. Korneeva A.A., Nekrylov N., Kamenetsky V.S. et al. Composition, crystallization conditions and genesis of sulfide-saturated parental melts of olivine-phyric rocks from Kamchatsky Mys (Kamchatka, Russia) // *Lithos*. 2020. V. 370–371. P. 105657.
5. Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D. *Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous?* // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 287. P. 194–204.
6. Tsukanov N.V., Kramer W., Skolotnev S.G. et al. Ophiolites of the Eastern Peninsulas zone (Eastern Kamchatka): age, composition, and geodynamic diversity // *Isl. Arc*. 2007. V. 16. № 3. P. 431–456.
7. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry*. V. 3. Ed. L.R. Rudnick. Executive Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian. Elsevier, 2003. P. 593–659.
8. Базылев Б.А., Портнягин М.В., Савельев Д.П., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н. Признаки формирования плутонических пород офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) в обстановках океанического и надсубдукционного магматизма // *Петрология*. 2023. Т. 31. № 3. С. 300–320.

УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАССИВ ЯНИСВААРА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНИТОВОГО И ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСОВ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ

Барков А.Ю.¹, Никифоров А.А.¹, Шарков Е.В.², Сильянов С.А.³

¹Череповецкий государственный университет, 162600, г. Череповец, пр. Луначарского, 5

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35

³Институт цветных металлов, Сибирский Федеральный университет, 660025, г. Красноярск, пр. им. газеты «Красноярский рабочий», 95

Нами исследован ультрабазитовый массив Янисваара, отнесённый к северо-западной оконечности мегаструктуры Лапландско-Беломорского пояса (ЛБП) палеопротерозойского возраста. Сопряжённый ему Серпентинитовый пояс (СП) складывается субвулкано-плутоническими комплексами дунит–гарцбургит–ортопироксенитовой ассоциации мегаструктуры СП–пояс Тулппио, СП–ПТ (рис. 1). Массивы СП локализованы у границ палеопротерозойского Лапландского гранулитового террейна и Беломорского составного террейна архейского возраста. Структура ЛБП контролируется зоной мантийного линейного разлома северо-западного простирания в области сочленения Карельского и Кольского кратонов.

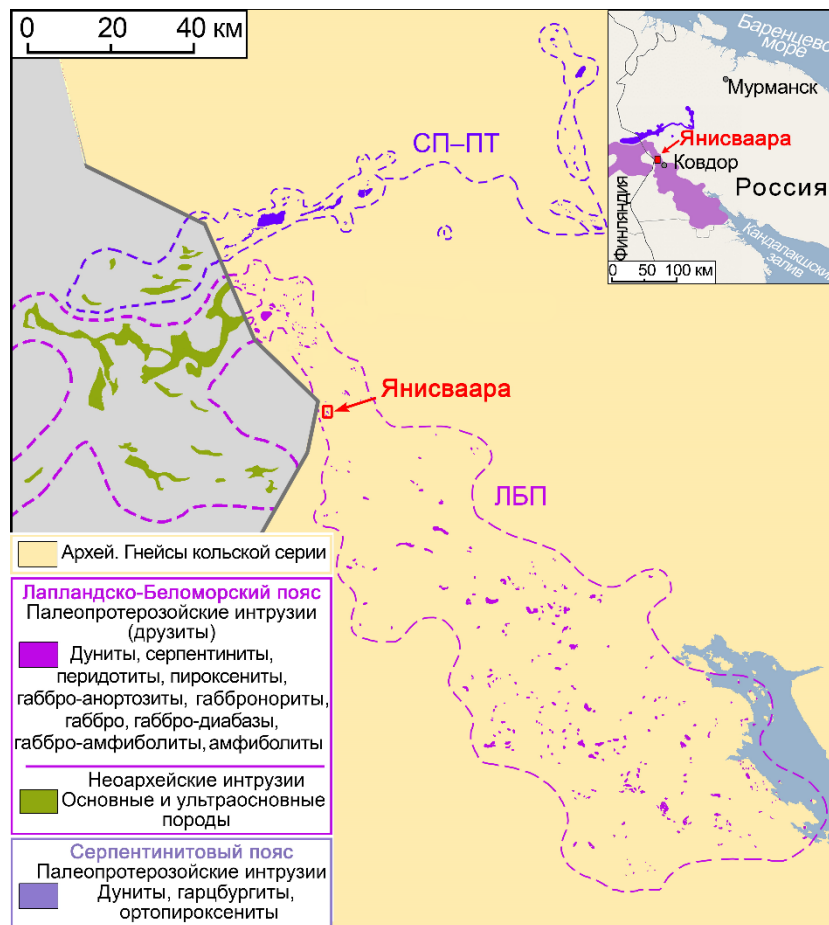


Рис. 1. Положение массива Янисваара относительно ареалов распространения массивов дунит–гарцбургит–ортопироксенитовой ассоциации Серпентинитового пояса–пояса Тулппио (СП–ПТ) и друзитовых ассоциаций Лапландско-Беломорского пояса (ЛБП) палеопротерозойского возраста. Границы поясов и положение тел выделены с использованием

опубликованных работ [1; и др.] по российской и [2] по финской территории. Отнесение массивов ПТ (Финляндия) к неоархейской эре воспроизводится условно. На врезке схематически показаны границы поясов.

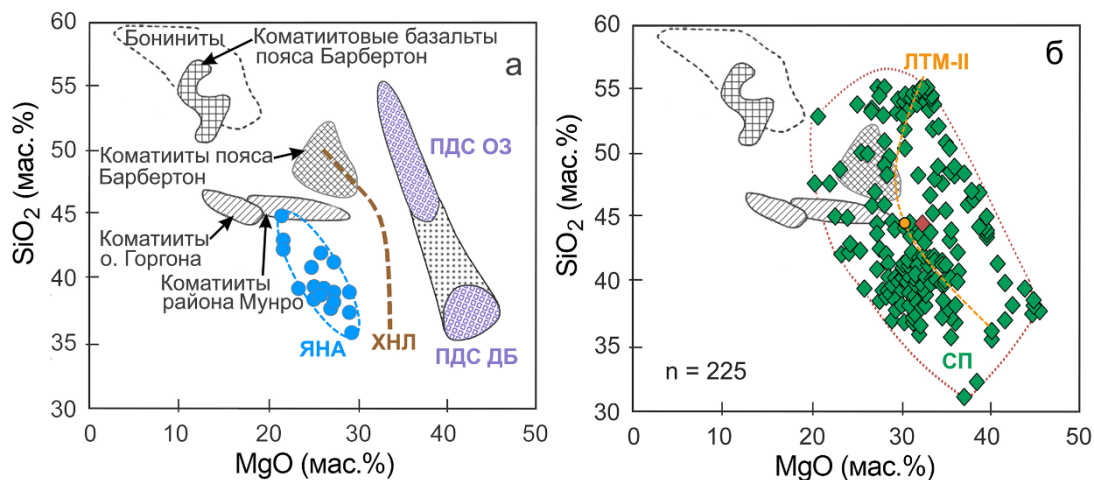


Рис. 2а, б. Положение составов пород массива Янисваара (ЯНА: голубые кружки) в сопоставлении с полями составов пород Дунитового блока (ДБ) и Ортопироксеновой зоны (ОЗ) массива Падос-Тундра (ПДС), а также трендом дифференциации массива Ханлаута (ХНЛ).

Границы типовых полей показаны по [3]. На рис. 2б представлены средний состав (коричневый ромб) и поле составов дифференциатов массивов Серпентинитового пояса (СП) и северо-западной оконечности Лапландско-Беломорского пояса, ЛБП (зелёный ромб) в сравнении со срединной точкой (оранжевый кружок) и трендом кристаллизации силла Лотмвара-II (ЛТМ-II). Обобщённое поле составов массивов СП и северо-западной оконечности ЛБП приведено по результатам 225 анализов пород массивов Падос-Тундра (учтены составы хромититов ДБ), Малый Падос, Ляварака, Лотмвара-I-II, Чапесвара-I-II, Ханлаута, Карека-Тундра, урочище Тепси и Янисваара: ссылки в [4] и наши данные.

Исследованиями [4] в массивах СП описаны коронитовые структуры, сформированные процессами магматической и автотметасоматической кристаллизации в гипабиссальных условиях. На этой основе высказано положение о вероятном родстве ассоциаций СП с друзитами ЛБП, имеющих субсинхронный возраст. Субвулканоплутоническая ассоциация комплекса ПДС относится к производным центральной части плюма, представленного наиболее примитивным, высокомагнезиальным Al-недеплементированным коматиитовым расплавом, продукты кристаллизации которого на удалении от центра плюма последовательно сменяются заметно всё более дифференцированными и эволюционированными сериями мегаструктур СП, ЛБП и Ветряного пояса. Эта закономерность является отражением структурно-вещественной эволюции в ходе рифтогенного становления и развития палеопротерозойских субвулканоплутонических систем крупной изверженной провинции восточной части Фенноскандинавского щита. На диаграмме MgO-SiO₂ (рис. 2), где показаны границы полей коматиитов Барбертонского пояса [3], мы обобщили данные химических составов пород по разрезам массивов СП (Падос-Тундра, Малый Падос, Ханлаута, Чапесвара-I и II, Лотмвара-I и II, Ляварака, ур. Тепси и Янисваара). Средний состав пород СП и северо-западной оконечности ЛБП (n=225) приводит к значениям 32.28 мас. % MgO и 44.46 мас.% SiO₂, которые соответствуют срединной точке линейного тренда кристаллизации силла Лотмвара-II (рис. 2б). Результаты расчётов состава исходного расплава Al-недеплементированного коматиита р-на Комати дают близкое значение: ~30 мас. % MgO [5].

Пониженная в целом степень магнезиальности пород, составы Ol и серии Chr – Mag указывают на менее примитивный, более эволюционированный характер ультрабазитов массива Янисваара по отношению к ранним дифференциатам СП в массиве ПДС и

сопровождающих телах Чапесвара. Ультрабазиты массива Янисваара кристаллизовались в малоглубинной обстановке при внедрении сравнительно небольшого объёма коматиитового расплава, обогащенного летучими компонентами (H₂O, F, Cl), что способствовало понижению температуры ликвидуса, снижению плотности и вязкости, и меняло реологические способности расплава, усиливая его мобильность. Вследствие скорой потери тепла в гипабиссальных условиях произошла довольно быстрая кристаллизация малодифференцированного тела, вероятно, лакколита (~0.3 км). В строении тела выделены Зона первоначальной кристаллизации (ЗПК) и зона тремолитсодержащих клинопироксенитов (ЗТК), сформированные процессами врутрикамерной дифференциации. Микрозернистая порода ЗТК формировалась после ЗПК на продвинутой стадии петрогенезиса в результате накопления Са в дифференцированном расплаве. Ультрамагнезиальные составы диопсида в ЗТК связываются с кристаллизацией в условиях резкого роста значений fO_2 , чем обеспечивалась конверсия $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ с аномальным ростом Mg# (степени магнезиальности дифференцированного расплава). Сульфидная минерализация, контрастно обогащённая Ni и Cu, отлагалась на поздних стадиях петро- и рудогенеза в ходе последовательного накопления S и летучих компонентов в расплаве и сосуществующем с ним водосодержащем флюиде. Резко выраженная специфика обогащения сульфидных ассоциаций Ni и Cu также отражает повышенный окислительный потенциал среды минералообразования. Потенциал рудномагматической системы, вероятно, возростал до уровня Mag-Нет буфера. Сосуществующие серии кобальтпентландита и пентландита обусловлены условиями резкого охлаждения с эффектами метастабильной кристаллизации. Фаза никелевого аналога гаусманита (или деривативного соединения) кристаллизовалась из микрообъёма позднего расплава. Условия повышенной fO_2 обеспечили стабильность этого необычного минерала: (Ni, Mg, Ba, Cu, Ca, Co)(Mn³⁺, Fe³⁺)₂O₄.

Выполненное исследование поддержано Российским научным фондом (проект №22-27-00419).

1. Леонтьева О.П., Белонин М.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, Кольская серия (Q-35-VI) / Ред. К.А. Шуркин. Сев.-зап. геол. упр., 1961, Мин. геол. охр. недр СССР, Госгеолтехиздат, М., 1964.
2. Lindh A., Eskelinen J., Luukas J., Kousa J., Nironen M. The Bedrock of Finland 1:200000 map modified from the General map 1:1 million / National Land Survey of Finland, Geological Survey of Finland, 2014, Espoo, Finland.
3. Grove T.L., Parman S.W. Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 219, p. 173-187.
4. Barkov A. Y., Nikiforov A.A., Martin R.F., Korolyuk V.N. Corona-type textures in ultrabasic complexes of the Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // Minerals, 2023, v. 13, p. 115.
5. Robin-Popieul C.C.M., Arndt N.T., Chauvel C., Byerly G.R., Sobolev A.V., Wilson A. A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention // J. Petrol., 2012, v. 53, p. 2191-2229.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ И ДРУГИЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В УЛЬТРАМАФИТАХ ЗОНЫ ЮЖНОГО КОНТАКТА МАССИВА ЛЕБЯЖЬЯ ВАРАКА, РАЙОН ПАДОС-ТУНДРА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Барков А.Ю.¹, Никифоров А.А.¹, Сильянов С.А.², Лобастов Б.М.²

¹Лаборатория промышленной и рудной минералогии, Череповецкий государственный университет, 162600, г. Череповец, просп. Луначарского, 5, Россия

²Институт цветных металлов, Сибирский Федеральный университет, 660025, г. Красноярск, просп. им. газеты «Красноярский рабочий», 95, Россия

Нами исследованы ассоциации рудных минералов в зоне южного контакта массива Лебязья Варака (ЛБВ) в ~3 км на северо-запад от известного расслоенного дунит-гарцбургит-ортопироксенитового массива Падос-Тундра (ПДС) палеопротерозойского возраста (Серпентинитовый пояс: СП). Массив ЛБВ отнесён к позднеархейскому времени и, в основном, сложен амфиболизированными габброноритами и габбро-амфиболитами [1]. Изученные нами породы состоят примерно равными долями антофиллита (локально с осцилляторной зональностью по Mg/Fe) и талька. В них присутствуют значительные модалные количества Cr-содержащего клинохлора (1.6–2.5 мас.% Cr₂O₃) и второстепенный доломит. Водосодержащие силикаты в общем содержат 25–30 мас.% MgO, что отвечает породам ультрамафитового состава, вероятно ортопироксенитам; первичные силикаты не сохранились вследствие наложения процессов автотасоматического и регионально-метаморфического преобразования.

Рассеянная бедная вкрапленность хромшпинелидов распределена довольно равномерно в ассоциации с ильменитом (до ~1.5 мас.% MnO). Зёрна минералов серии Chr–Cr-содержащий Mag (до 0.3–0.4 мм) выказывают разную степень идиоморфизма с преобладанием угловатых и неправильных форм. Эпизодически отмечается зональность (рис. 1а) с развитием ядер хромита и внешних зон Cr-содержащего Mag. Максимум хрома в серии (рис. 2а) несколько превышает 55 мас.% Cr₂O₃. Значимо положительная корреляция Cr–Al (рис. 2а) соответствует схеме замещения (Cr + Al) → Fe³⁺. Магнезиальность Chr весьма низка; содержания Al₂O₃ составляют до ~8.5 мас.%. Хромшпинелидам в ультрабазитовых массивах СП свойственна другая корреляция: Al–Mg, так как шпинелевый компонент ассоциирует с высоко-Fe оливином. Установленная серия составов эволюционирует с возрастанием Fe³⁺ (рис. 2б, 3), что связывается с прогрессивным ростом *f*O₂ в среде минералообразования. Характерны высокие значения индексов Cr# и Fe³⁺# (рис. 2б), а также довольно устойчивые примеси Zn и V (типично до ~1 мас.% оксидов).

В сульфидной ассоциации преобладают минералы группы пирротина (Puh) близкого троилиту состава: (Fe_{0.89-0.99}Ni_{0-0.03})Σ_{0.91-0.99}S_{1.01-1.09} (до 1.7 мас.% Ni по данным количественных микроанализов: *n*=29). Характерны его сростания с Co-содержащим пентландитом: (Fe_{4.11-5.13}Ni_{3.50-4.75}Co_{0.16-0.29})Σ_{8.7-9.0}S_{8.0-8.3} (*n*=8). Отмечались дифференцированные глобулы и включения Pn+Puh в оксидах. Сульфидные минералы и их сростания нередко замещены вторичным гидроксид-оксидом Fe³⁺ (рис. 1г) со значительным содержанием Ni (до ~5 мас.% NiO). Встречен молибденит (Mo_{1.00}Fe_{0.02})S_{1.98} (рис. 1г). Включения апатита (≤5 мкм) в антофиллите и доломите соответствуют гидроксилapatиту (Cl 0–0.3, F 1.27–1.94 мас.%). Зёрна циркона (≤10 мкм: включения в ильмените или у границ водосодержащих силикатов) содержат до ~1.5 мас.% HfO₂. Отмечены каймы ксенотима–(Y) состава (Y_{0.74}Dy_{0.05}Yb_{0.05}Er_{0.05}Gd_{0.03}Fe_{0.05})Σ_{0.98}P_{1.02}O₄ (рис. 1б) и единичные зёрна барита (до 20 мкм).

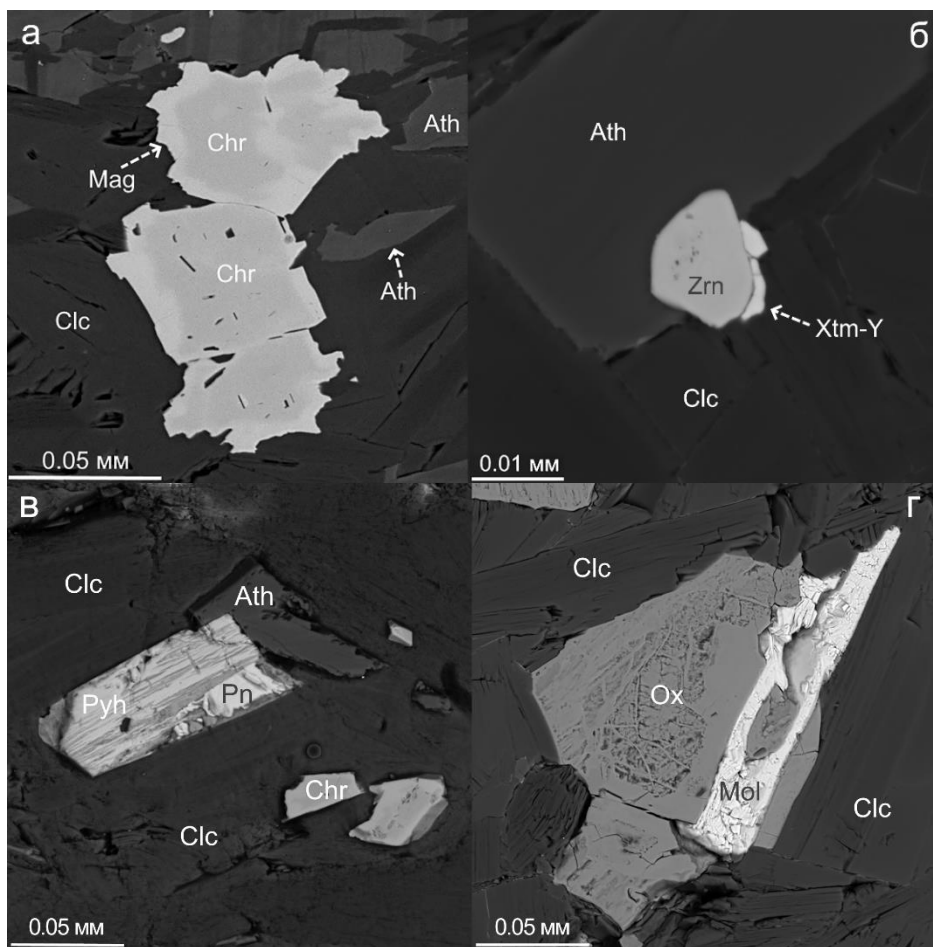


Рис. 1 (а–г). На рис. 1а показаны зональные зёрна хромита (Chr: 50-54 мас.% Cr_2O_3) с каймами Cr-содержащего магнетита (Mag: 9.5-18% Cr_2O_3) образующие включения в клинохлоре (Clc: 2-2.5% Cr_2O_3). Кайма ксенотима–(Y) (Xtm-Y: рис. 1б) развивается вокруг ядра циркона (Zrn), локализованного у границы зёрен антофиллита (Ath) и клинохлора (Clc). На рис. 1в показано зерно минерала группы пирротина (Pyh) состава $(\text{Fe}_{0.89}\text{Ni}_{0.02})\text{S}_{1.08}$ и пентландита (Pn), ассоциирующее с хромитом (Chr: 49% Cr_2O_3). На рис. 1г даётся изображение пластинчатого зерна молибденита (Mol) в ассоциации с вторичной фазой (Ox) Ni-содержащего гидроксид-оксида Fe следующего состава: $\text{FeO}_{\text{общ.}} 67.5, \text{NiO} 5.2, \text{SiO}_2 2.4, \text{Al}_2\text{O}_3 1.0$, выраженного в мас.%. Вмещающий клинохлор (Clc) содержит 1.7-2.2 мас.% Cr_2O_3 .

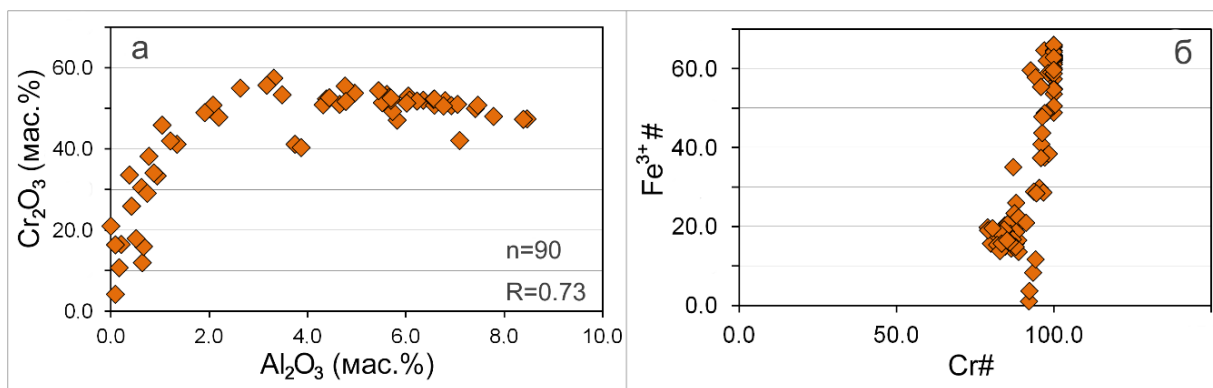


Рис. 2 (а, б). Вариации составов хромитинелидов, выраженные в содержаниях Cr_2O_3 и Al_2O_3 в мас.% (а), а также в значениях индексов Cr# и $\text{Fe}^{3+\#}$ (б). Значение коэффициента корреляции (R) рассчитано на основе данных 90 анализов ($n=90$).

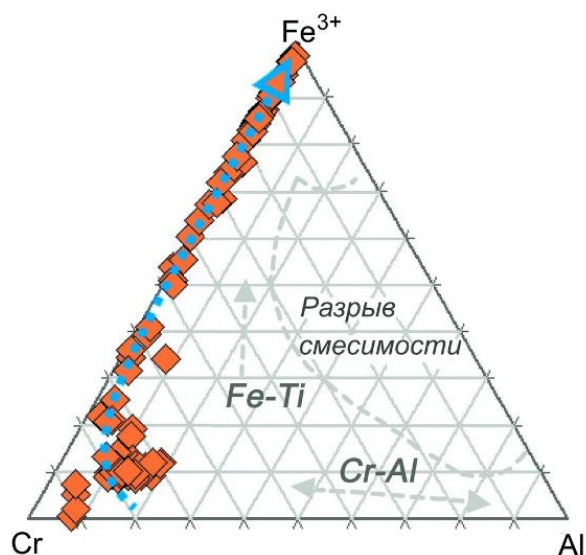


Рис. 3. Вариации и наблюдаемый тренд составов хромитинелидов на треугольной диаграмме Cr – Fe³⁺ – Al (атом.%).

Наши результаты и наблюдения приводят к следующим выводам и предположениям: 1) Петрографо-минералогические данные указывают на значительное подобие изученных ультрамафитов некоторым представителям Серпентинитового пояса палеопротерозойского возраста. 2) Эти малоизученные породы могут представлять собой как регионально-метаморфизованные фрагменты вулcano-субплутонического комплекса Падос-Тундра (ПДС), так и ранние дифференциаты собственно габброидного массива Лебяжья Варака (ЛБВ). 3) Последняя вероятность, требующая проверки и аргументации, может привести к возможному пересмотру сложившихся ныне представлений. В этой связи дифференцированный массив ЛБВ мог бы оказаться производным второй интрузивной фазы, сформированной процессом дифференциации исходной коматиитовой магмы ПДС в промежуточном очаге. 4) Такая гипотеза согласуется с вероятностно палеопротерозойским возрастом массива ЛБВ, который мог бы быть близок или субсинхронен структуре ПДС (~2.5 млрд. лет).

Выполненное исследование поддержано Российским научным фондом (проект №22-27-00419).

1. Старицкая М.Е. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, Кольская серия / Ред. А.М. Шукевич. Северо-западное геологическое управление, 1958, Министерство геологии и охраны недр СССР, Госгеолтехиздат, М., 1959.

ОЛИВИНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО БАЗИТОВОГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Борисенко Е.С.¹, Кунаккузин Е.Л.¹

¹Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапиты
e.borisenko@ksc.ru

Палеопротерозойский массив Мончетундра является юго-восточной частью крупного комплекса основных пород Монче-Чуна-Волчьих тундр (Главный хребет), расположенного в Мончегорском рудном районе, Кольский п-ов. Массив сложен разновозрастными преимущественно базитовыми породами в отличие от примыкающего с востока Мончегорского расслоенного плутона, в строении которого существенную роль играют ультрамафиты. В строении массива Мончетундра с учетом возраста и в зависимости от структурно-текстурных особенностей преобладающих пород принято выделять 2-3 зоны [1, 2]. Нижняя зона – преимущественно норит-ортопироксеновая [1] выше по разрезу сменяется зоной трахитоидных габброноритов (средняя зона по [2]). Верхняя зона наилучшим образом представлена на дневной поверхности и сложена в разной степени амфиболизированными массивными средне-крупнозернистыми мезо- лейкократовыми габброноритами и габбро.

Оливиновые породы в массиве Мончетундра являются довольно редкими представителями пород. В обобщенном разрезе они залегают на разных уровнях.

В пределах нижней зоны оливиновые разности представлены гарцбургитами и дунитами [3, 4, 5]. Гарцбургиты являются составной частью расслоенной серии пород массива Мончетундра, имеют незначительное распространение и тяготеют к нижней части расслоенной пачки. Они сложены оливином Fo_{86} (50-80%), ортопироксеном (20-50%), плагиоклазом (5%) и клинопироксеном (2%). Разрез нижней зоны также осложнен незакономерно расположенными секущими линзовидно-пластовыми телами среднезернистых дунитов, в разной степени серпентинизированных, мощностью до 50 м [5]. Основные порообразующие минералы представлены оливином $Fo_{90,3-92,6}$ и серпентином, второстепенные – ортопироксен, хромит (до 1-2 об.%).

В пределах верхней зоны, в ее основании и вдоль контакта с трахитоидными габброноритами, оливинсодержащие породы образуют прослои крупнозернистых оливиновых лейкогабброноритов, троктолитов, чередующихся с массивными габброноритами и габбро – основной разновидностью пород этой зоны. Оливин в этих породах – более железистый по сравнению с нижней зоной; содержание форстеритовой составляющей – 67-68,3 %. Согласно работе [2] на западном и северо-западном флангах интрузива присутствуют прослои оливинсодержащих лейконоритов, норит-анортозитов, оливиновых габброноритов и норитов. Характерной особенностью таких пород являются коронитовые структуры, имеющие сложное 2-3-зонное строение и придающие пятнистый облик породе. Выше по разрезу среди массивных габброноритов наблюдается серия небольших линзообразных и секущих жильных тел, именуемых в литературе «телами гарризитов» [1, 6], которые сложены мелко-среднезернистыми породами ряда от троктолитов до оливиновых габброноритов (содержание оливина варьирует от 20 до 70 об.%). Состав $Ol_{66,7-73,6}$ – близок составу оливина из верхней зоны [7, 8].

Таким образом, в пределах массива Мончетундра оливинсодержащие породы представлены двумя типами – основного состава и ультраосновного. Первый тип связан с непосредственным формированием массива Мончетундра. В одном случае оливиновые

породы являются членами расслоенной серии и представлены как в нижней (O_{186}), так и верхней ($O_{67-68,3}$) зонах массива. В другом случае – слагают тела гарризитов-троктолитов, которые принадлежат к локальному дайковому комплексу, пространственно и генетически связанному с интрузивными массивами Мончегорского комплекса. Второй тип, для которого устанавливается наиболее магнезиальная разновидность оливина ($O_{90.3-92.6}$), генетически не связан с массивом и с учетом геологических и геохимических данных по скважинам относится, вероятно, к более молодым образованиям [5].

Работа выполнена в рамках НИР 0226-2019-0053 и при частичной финансовой поддержке проекта РНФ 22-17-20002

1. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2х частях. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. – 177 с.
2. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. №3. С 461-477.
3. Люлько М.С. Геологическое строение участка Лойпишнюн Мончетундровского массива // Труды VI всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во ООО «К&М», 2009. С. 180-184.
4. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. №2. С. 150- 183.
5. Чащин В.В., Савченко Е.Э. Дуниты нижней зоны палеопротерозойского Мончетундровского массива: геологические и минералогогеохимические свидетельства процесса океанизации // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2021, №18, с. 397-402.
6. Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих и Лосевых тундр. Л., 1967. 166 с.
7. Борисенко Е.С. Гарризиты – горные породы комплекса даек Мончетундры // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2015. №12. С. 80-83.
8. Чистяков А.В., Кудряшова Е.А. Гарризиты - заключительная интрузивная фаза формирования Мончегорского ультрамафит-мафитового комплекса (Кольский полуостров) // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 6. С. 16-21.

МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ В СТРУКТУРАХ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Грешилова Д.П.

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

Важная роль процессов «mixing» и «mingling» широко обсуждается в литературе. Процессы магматического смешения наиболее широко проявляются в магматических сериях на активных окраинах плит и во внутриплитных обстановках. В вулканических сериях общим признаком являются широкие вариации состава сосуществующих магм, а наиболее надежным критерием магматического взаимодействия является присутствие в породе включений стекла контрастного состава - свидетельство нарушения равновесия минеральных фаз. В плутонических условиях такие свидетельства редко сохраняются, но встречаются совершенно ясные законсервированные структуры взаимодействия контрастных магм. В данной работе особенности взаимодействия базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях изучены на примере интрузивных комплексов Восточного Казахстана.

В осевой части Чарской зоны расположено две крупные интрузии с «mingling» структурами, это базит-гранитный массив Тастау и Преображенский массив. По результатам предшествующих геологических исследований, в строении массивов участвуют породы нескольких интрузивных комплексов – максутского, тастауского, преображенского, так же отмечается сложный характер взаимодействия мантийных и коровых магм [1].

Базит-гранитный массив Тастау расположен в осевой части Чарской структурно-формационной зоны. Хорошая обнаженность массива, разнообразие магматических пород, участвующих в его строении, а также имеющиеся свидетельства взаимодействия мафических мантийных и салических магм, вызывают повышенный интерес к этому объекту.

Еще одним крупным плутоном с классическими проявлениями минглинг-структу является Преображенский массив, находящийся в юго-восточной части Чарской зоны [2]. Выходы пород массива представляю вытянутый в северо-западном направлении овал размером 15x8 км. Хорошая обнаженность исследуемого региона позволила детально изучить минглинг-взаимодействия в этом плутоне [2].

Тастауский интрузивный комплекс представляет собой крупную кольцевую структуру с массивом гранитоидов в центре [3]. По результатам предшествующих геологических исследований, в строении массива участвуют породы нескольких интрузивных комплексов – максутского, тастауского, преображенского [1]. Наиболее ранними фазами являются до-гранитные кислые дайки, располагающиеся радиально от центра массива. В центре массива расположено крупное гранитное тело – центральный шток, сложенный биотитовыми гранитами и граносиенитами. На расстоянии от 3 до 7 км от центрального штока интрузивные породы формируют кольцо, вытянутое в северо-западном направлении. Среди интрузивных пород кольца преобладают биотит-амфиболовые граносиениты и гранодиориты, часто меланократовые. В составе массива достаточно широко проявлены свидетельства взаимодействия кислой и мафической магм, включающие механическое смешение (mingling) и химическое взаимодействие (mixing) с формированием композитных смесей и гибридных пород. Такие случаи взаимодействия обнаружены в северо-западной части массива. Здесь распространены оливиновые габбронориты максутского комплекса, а восточнее их месторасположения можно наблюдать минглинг-взаимоотношения между биотит-амфиболовыми

граносиенитами и долеритами, с наличием характерных структур и присутствием разнообразных гибридных разностей пород.

ММЕ (mafic microgranular enclavs) распределены по площади массива неравномерно, приурочены в основном к внешнему интрузивному кольцу, хотя встречаются отдельные мафические включения и около центрального штока. Крупный массив находится на северо-западе кольцевой интрузии на границе нескольких контрастных по составу магматических тел: оливиновых габброноритов, граносиенитов и лейкогранитов тастауской серии.

Интрузивный комплекс Тастау можно назвать уникальным, здесь прослеживаются вся цепочка гибридизации/смешения контрастных по составу магм, от «чистых» базитовых включений через диоритовые, до кварцевых сиенитов. В целом включения можно разделить на два крайних типа: а) мафические включения, практически не подвергшиеся гибридизации; б) интенсивно гибридизированные включения, состав которых варьирует от диоритов и монцонитов, до кварцевых сиенитов. Наиболее широко распространены включения первого типа. Их размеры, в некоторых случаях, достигают 1.5 м в поперечнике. Характерны уменьшение размеров зерен минералов базитовых включений непосредственно в контакте с вмещающими лейкогранитами; извилистые, фестончатые, лопастевидные контуры мафических тел с ориентировкой выступов в направлении гранитов; овальная, округлая форма базитовых фрагментов; признаки пластической деформации в базитах. Все перечисленные особенности трактуются как свидетельства контакта двух жидкостей с разной вязкостью [2, 3, и др.]. К этим классическим признакам можно добавить специфическую форму гранитных прожилков внутри базитовых включений, указывающую на проникновение инъекций кислой магмы по контракционным трещинам, разделявшим остывающее базитовое тело на пиллоуподобные фрагменты. Кроме перечисленных признаков, нужно специально отметить морфологию фрагментов гранитного вещества внутри мафического. Как правило, обособления гранитного состава формируют небольшие округлые фрагменты, либо относительно крупные домены округлой формы.

Ко второму типу можно отнести ММЕ диоритового, монцонитового и кварц-сиенитового составов. Размеры включений варьируют от долей сантиметра до сравнительно крупных, достигающих 0.5 м по длинной оси, однако в большинстве случаев размеры включений составляют 10–15 см. Форма включений округлая, вытянутая, линзовидная, иногда неправильная. Контакты включений с вмещающими гранитоидами резкие, однако никаких приконтактных изменений (зернистости, минералогического состава) ни во включениях, ни во вмещающих породах не наблюдается. Крупные включения часто инъецированы гранитным материалом в виде ветвящихся прожилков.

Состав мафических включений второго типа, как уже указывалось выше, охватывает широкий диапазон петрографических разновидностей – от монцодиоритов, через монцониты и кварцевые монцониты до кварцевых сиенитов, при этом крайние члены этого ряда пользуются весьма ограниченным распространением, тогда как монцодиориты являются наиболее типичными представителями ММЕ.

Геологические признаки ММЕ первого типа свидетельствуют о одновременном сосуществовании двух жидкостей с разной вязкостью, тогда как включения второго типа таких явных признаков «смешения» не имеют. Однако, наличие неравновесной ассоциации основного плагиоклаза (битовнит) и пироксена с калиевым полевым шпатом, олигоклазом и кварцем - эти особенности вполне определенно указывают на магматическое происхождение включений, при этом их кристаллизация, судя по микроструктурным характеристикам, происходила непосредственно в магматической камере. Наличие высококальциевого плагиоклаза указывает на более основной, по

сравнению с наблюдаемым, базальтоидный исходный расплав, из которого формировались включения. При этом кислый плагиоклаз, щелочной полевой шпат и кварц, вероятно являются результатом гибридизации (дебазификации) включений.

Мафические включения по составу относятся к субщелочному габбро, диоритам, монцонитам и кварцевым сиенитам. Породы характеризуются широкими вариациями составов по всем главным химическим элементам ($\text{SiO}_2 = 45.8\text{—}63.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.1\text{—}18.9$, $\text{TiO}_2 = 0.75\text{—}2.22$, $\text{FeO}_{\text{сум}} = 5.2\text{—}10.5$, $\text{MgO} = 1.9\text{—}5.3$, $\text{CaO} = 2.5\text{—}6.8$ мас.%) и высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.6\text{—}9.3$ мас.%). Включения второго типа характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и Na_2O относительно включений первого типа. У некоторых ММЕ первого типа (габбронориты) спектр РЗЭ характеризуется умеренным наклоном с обогащением легкими лантаноидами и отсутствием европиевой аномалии ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.34$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.02$). Все остальные мафические включения имеют схожие по форме спектры, но с небольшими отрицательными европиевыми аномалиями ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.99\text{—}5.54$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.68\text{—}0.78$).

Обобщая новые и литературные данные по мафическим породам тастауского комплекса можно сделать следующие выводы. Базит-гранитная интрузия Тастау является примером взаимодействия мантийной мафической и гранитоидной магм. Смешение магм контрастного состава и их эволюция (дифференциация и фракционная кристаллизация) породили многообразие пород промежуточного состава. Процессы смешения включали в себя механическое смешение (*mingling* – ММЕ первого типа) и химическое взаимодействие (*mixing* – ММЕ второго типа) с формированием гибридных пород.

Исследования поддержаны грантом РФФ № 23-17-00030 и выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2. Авторы выражают благодарность Хромых С.В. за организацию полевых работ и обсуждение результатов.

1. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кубебней В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.
2. Докукина К.В., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях (на примере тастауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // Геология и геофизика. 2010. т. 51. № 6. с. 804-826.
3. Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д., Соколова Е.Н. Мантийно-коровые взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Петрология, 2018, т. 26, № 4, ст. 376-399.

ВЕНДСКО-РАННЕДЕВОНСКИЙ ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ - САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ЭВОЛЮЦИЯ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ ПАЛЕОПАЦИФИКИ

Буслов М.М.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

buslov@igm.nsc.ru

Для венд-палеозойских образований западной части Алтае-Саянской складчатой области характерны следующие геолого-геодинамические закономерности: 1) широкое развитие в аккреционных клиньях вендско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островодужной системы Сибирского континента фрагментов палеосимаунтов с возрастными от венда до раннего ордовика [1-9], 2) смена геодинамического режима активной окраины на пассивную окраину в раннем ордовике, которая существовала до раннего девона [5,7], 3) проявление в позднем ордовике-раннем девоне в тыловой части Кузнецко-Алтайской островной дуги на Батеневском крыже и Хакасии внутриплитного плюмового магматизма [10-12].

Перечисленные геолого-геодинамические закономерности хорошо объясняет модель погружения в зону субдукции срединно-океанического хребта и горячей точки, что позволяет реконструировать детали палеогеодинамических процессов формирования вендско-девонской окраины Сибирского континента, которая развивалась по аналогии с восточной окраиной Тихоокеанской плиты. В венде-раннем ордовике горячая точка формировал цепочку палеосимаунтов в пределах плиты Палеоокеании, которые сохранились в аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги. Начиная с среднего кембрия происходило погружение срединно-океанического хребта в зону субдукции с образованием усть-семиинской свиты, проявленной на севере Горного Алтая и Горной Шории. В усть-семиинской свите (средний кембрий) представлены низкомагнезиальные и высокомагнезиальные базальты в виде комплекса рассеянных субпараллельных даек и потоков, прорывающих и перекрывающих образования аккреционного комплекса. Для надсубдукционных базальтов характерно сочетание низких TiO_2 , Nb, LREE и высоких Zr/Nb. По химическому составу низкомагнезиальные различия близки к базальтам COX, а высокомагнезиальные — к островодужным толеитам. На основе совокупности геохимических и геологических данных сделан вывод, что низкомагнезиальные базальты усть-семиинской свиты образовались при погружении COX в зону субдукции, а высокомагнезиальные базальты выплавлялись в надсубдукционной обстановке на границе коры и мантии [7]. В ордовике в зону субдукции погрузилась горячая точка, следы прохождения которой под Кузнецко-Алтайской островной дугой проявлены в Кузнецком Алатау [13]. Восточнее на Батеневском крыже и Хакасии она сформировала обширные поля позднеордовикско-раннедевонского плюмового внутриплитного магматизма в тыловой части островной дуги.

U-Pb датирование детритовых цирконов [5,7,14-18] из кембрийских турбидитов глубоководного желоба, среднекембрийско-раннеордовикского преддугового прогиба Кузнецко-Алтайской островной дуги и ордовикско-раннедевонской пассивной окраины показало сходимость возрастов, отвечающую диапазону 600-470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород зрелой стадии Кузнецко-Алтайской островной дуги. В силурийско-раннедевонских отложениях пассивной окраины встречаются цирконы с возрастными 470-430 млн лет. Их источником сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского крыжа и Хакасии. На раннедевонском уровне пассивной окраины появляются не многочисленная популяция

палеопротерозойских (2431-1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона.

Таким образом, в западной части Алтае-Саянской складчатой области широко распространены разновозрастные плюмовые образования, пространственно-временные закономерности проявления которых объясняются сложной эволюцией единой горячей точки в пределах плиты Палеопаффики и ее погружением в зону субдукции под Сибирский континент.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

1. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 82-93.
2. 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.
3. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с.952-967.
4. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая// Геология и геофизика, 1992, т. 12, с. 3-14.
5. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600-1628.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А. Средне- позднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая и ее отображение в гравитационных данных. Геология и геофизика, 2017, т. 58, с.1277-1283.
7. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (юго-западная Сибирь) //Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, с. 541—567
8. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Y. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // Journal of Asian Earth Sciences, 2004, v.23(5), pp. 673-690.
9. Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Res., 2004, v. 7 (3), pp. 771-790.
10. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология, 2010, т. 18, № 6, с. 621-634.
11. Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М., Травин А.В., Махлаев М.Л., Дриль С.И., Катраевская Я.И. Плюмовый магматизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) // ДАН, 2017, т. 472(4), с. 449-455.

12. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулcano-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера, 2004, № 3, с. 137-152.
13. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Сорское Cu-Мо-порфировое месторождение (Кузнецкий Алатау): магматизм, влияние мантийного плюма на развитие рудно-магматической системы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1974-1986.
14. Cai Keda, Min Sun, M.M. Buslov, Bor-ming Jahn, Wenjiao Xiao, Xiaoping Long, Huayong Chen, BoWan, Ming Chen, E.S. Rubanova, A.V. Kulikova, E.E. Voytishkek. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB)// Tectonophysics, 2016, v. 674, pp. 182–194.
15. Chen, M., Sun, M., Cai, K., Buslov, M.M., Zhao, G., Rubanova, E.S. Geochemical study of the Cambrian-Ordovician meta-sedimentary rocks from the northern Altai-Mongolian terrane, northwestern Central Asian Orogenic Belt: Implications on the provenance and tectonic setting//Journal of Asian Earth Sciences, 2014a, v. 96, pp. 69-83.
16. Chen, M., Sun, M., Cai, K., Buslov, M.M., Zhao, G., Rubanova, E.S., Voytishkek, E.E. Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai-Mongolian terrane //Lithos, 2014b, v.233, pp. 209-222.
17. Chen Ming, Sun Min, Buslov Mikhail M., Cai Keda, Zhao Guochun, Zheng Jianping, Rubanova Elena S., Voytishkek Elena E. Neoproterozoic–middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies. Lithos, 2015 a, v. 233, pp. 223–236.
18. Chen Ming, Sun Min, Cai Keda, Buslov Mikhail M., Zhao Guochun, Rubanova Elena S., Voytishkek Elena E. Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane. Lithos, 2015b, v.233, pp. 209–222.

МЕГАКРИСТЫ И ЛЕРЦОЛИТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ САПФИРОНОСНОЙ РОССЫПИ НАРЫН-ГОЛ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Вантеев В.В.¹, Кислов Е.В.¹, Гончарук И.С.²

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
vanteev997@mail.ru

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

Россыпь Нарын-Гол расположена в западной части Джидинского рудного района в Закаменском районе Республики Бурятия. В геологическом отношении район россыпи Нарын-Гол сложен отложениями верхнеордовикской джидинской свиты, «вершинными» вулканитами Правого Барун-Хобольского стратовулкана и «долинными» площадными базальтами неоген-четвертичного возраста (β N2-Q1), верхнеплейстоценовыми (QI-II) аллювиальными отложениями и голоценовыми аллювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель, псевдоморфозы гетита по пириту.

В районе сапфиросной россыпи, как авторами, так и предшественниками выделяются два типа вулканитов: «долинные» и «вершинные». «Долинные» вулканиты распространены в низовьях ручья Нарын-Гол и долине р. Дархинтуй, наблюдаются в виде валунного и галечного материала в аллювиальных и делювиальных отложениях. Они представлены темно-серыми массивными базальтами с включениями мегакристов сапфира, оливина, санидина, энстатита, авгита до 1-2 см в сечении, ксенолитов лерцолита. «Вершинные» вулканиты распространены в верхнем и среднем течении ручья Нарын-Гол, а также слагают Правый Барун-Хобольский стратовулкан и продукты его извержения. Представлены они преимущественно красными и серыми спекшимися туфами. В них наблюдаются мегакристы сапфира и санидина до 1-2 см в сечении, ксенолиты лерцолитов. У подножья вулкана в обрывах среднего и верхнего течения р. Нарын-Гол обнажаются лавовые потоки и покровы пирокластического материала.

При комплексном изучении россыпи было обнаружено большое количество минеральных включений в вулканитах обоих типов. По морфологическим признакам и размерности были выделены магмакристовая и лерцолитовая (ксенолитовая) минеральные ассоциации. Зерна мегакристовой ассоциации имеют неправильные очертания, размерность зерен достигает 1-2 мм, наблюдается неоднородность состава от центральной части к периферии зерен, вызванная взаимодействием с базальтовым расплавом при транспортировке. Лерцолитовая (ксенолитовая) ассоциация представлена агрегатами изометричных зерен минералов. В центральной части ксенолитов зерна имеют исходный состав, по периферии наблюдаются обрастания минералами с повышенной железистостью, затекания расплава в межзерновое пространство, что приводит к разрушению лерцолитов.

Крупные, до 1-2 мм, зерна оливина неправильной формы отнесены к мегакристовой ассоциации. По составу они относятся к форстериту с содержанием NiO около 0.6 мас. %. Для крупных мегакристов характерна коррозия базальтовым расплавом и обрастание каймой более железистого оливина.

Оливин лерцолитовой ассоциации по составу схож с мегакристовым оливином, образует округлые изометричные зерна размером до 1 мм. Находится в ассоциации с авгитом. В оливине обнаружено большое количество включений хромита, титаномагнетита. Центральная часть ксенолитов лерцолита имеет исходный облик. По

периферии, в результате взаимодействия с базальтовым расплавом, зерна дезинтегрируются и обрастают более железистым оливином,

Мегакристовый пироксен в основном представлен авгитом, размеры его зерен достигают 1-2 см. Пироксен в лерцолитах представлен также авгитом, зерна изометричной формы до 0.5 мм. В результате взаимодействия с базальтовым расплавом происходит обрастание диопсидом.

Шпинель обычно наблюдается в виде изометричных зерен в ассоциации с оливином и пироксеном. По химическому составу выделяются 2 типа. В глиноземистой преобладает Al_2O_3 до 55 мас. %, FeO – до 30 мас. %, MgO – до 15 мас. %, меньше TiO_2 и Cr_2O_3 . В составе ульвошпинели FeO до 62 мас. % и TiO_2 до 25 мас.%. Морфологически эти два типа сильно различаются. Зерна первого типа - изометрические мегакристы размером до 100 мкм. В результате взаимодействия с базальтовым расплавом некоторые зерна обрастают реакционной каймой магнетита. Ульвошпинель наблюдается в виде мелких зерен на контакте с магнетитом. Ее образование связано с распадом твердого раствора высокотемпературного титаномагнетита.

Магнетит по составу преимущественно титаномагнетит, образует небольшие, до 30 мкм, зерна правильных очертаний. Кроме этого, магнетит образуется в виде реакционной каймы по границам агрегатов шпинели.

Хромит обнаружен в виде округлых зерен размером до 400 мкм. Зерна приурочены в лерцолитовым включениям, где находятся в ассоциации с оливином и пироксеном, а также образуют включения в оливине лерцолитов.

Мегакристовый ильменит образует изометричные зерна в лерцолитах в ассоциации с титаномагнетитом, слагающим периферию ильменит-магнетитовых агрегатов. Химический состав: TiO_2 от 48 до 54 мас. %, FeO от 38 до 44 мас. %, немного Fe_2O_3 и MnO . Обнаружено несколько зерен, где ильменит обрастает сфеном и рутилом.

Мегакристовый апатит представлен округлыми изометричными зернами размером до 30 мкм. В составе отмечаются Ce_2O_3 до 10 мас. %, La_2O_3 до 4 мас. %, Pr_2O_3 до 1.2 мас. %, Nd_2O_3 до 4 мас. %, ThO_2 до 1.2 мас. %. Два мегакристовых зерен циркона неправильной формы достигают размеров 30 мкм.

В вулканиках района россыпи Нарын-Гол обнаружено большое количество минеральных включений различного парагенезиса. Мегакристы в результате взаимодействия с транспортирующей базальтовой магмой подверглись коррозии, затекам расплава по трещинам, обрастанием минералами другого состава. В ксенолитах лерцолитов помимо оливина и пироксена зафиксированы шпинель, хромшпинель различного состава, титаномагнетит, также подвергшиеся дезинтеграции, коррозии и обрастанию. На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что основная часть минералов россыпи - мегакристы, захваченные базальтовым расплавом в пределах верхней мантии и вынесенные на поверхность Земли.

ГОРЛЫКГОЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПОСЕРПЕНТИНитОВОГО НЕФРИТА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Вантеев В.В.¹, Кислов Е.В.¹, Малышев А.В.², Гончарук И.С.³

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
vanteev997@mail.ru

²ООО «Аллами», г. Улан-Удэ

³Бурятский государственный университет им. Д. Баназарова, г. Улан-Удэ

Нефрит представляет собой плотную массивную полупрозрачную скрытокристаллическую горную породу, сложенную в основном тончайшими волокнами минералов ряда твёрдого раствора тремолит – ферроактинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, с характерной спутанно-волокнистой (фибробластовой) структурой. Амфибол в нефрите образует весьма разнообразные по форме и содержанию агрегаты: пучковидные, веерообразные, сноповидные, параллельно-волокнистые, хлопьевидные, войлокоподобные, пуховые. Размер отдельных волокон тремолита колеблется от нескольких микрон до 0.1×0.5 мм. Окраска нефрита связана с вхождением в искаженные октаэдрические позиции вместо ионов Mg элементов-хромофоров: Fe, Cr, Ni, общим содержанием в амфиболе Fe и соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Горлыкгольское месторождение нефрита находится в Восточных Саянах в южной части Оспинско-Китойского гипербазитового массива, на левобережье среднего течения р. Горлыкгол. В пределах месторождения наиболее широко распространены серпентиниты, дуниты и гарцбургиты. Гарцбургиты сложены оливином, энстатитом и аксессуарными минералами. По мере удаления от центральной части массива постепенно возрастает степень серпентинизации пород. Вокруг блоков первичных пород с постепенными переходами развиты лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты. Серпентиниты преимущественно темно-зеленые, зеленовато-черные с жирным блеском. По многочисленным трещинкам и зеркалам скольжения развит эмалевидный светло-зеленый серпофит. Мощность тел колеблется от 0.05 до 0.2 км при протяженности до 2 км.

Минеральный состав вмещающих метаэффузивов довольно постоянный: роговая обманка и вытянутые лейсты альбита. Структура диабазовая. Мелкочешуйчатый бледно-зеленый хлорит встречается спорадически. На контакте метаэффузивов с серпентинитами местами развиты амфибол-клиноцоизитовые родингитоподобные породы и пироксениты - диопсидиты, вебстериты. Резкая изменчивость структур и текстур пироксенитов, наличие в них реликтов серпентинитов указывают на их апосерпентинитовое происхождение.

Родингиты на контакте алюмосиликатных пород и серпентинитов слагают дайкообразные тела протяженностью от 2-3 до 40-50 м при мощности 1-10 м. Контакты родингитов с серпентинитами резкие, прямолинейные, реже заливообразные. Связаны с хризотил-лизардитовыми серпентинитами с обильными прожилками и примазками эмалевидного серпофита. Родингиты этой группы содержат гранат андрадит-гроссулярового ряда, диопсид, волластонит, везувиан, лейкоксен, гематит, вторичные минералы - пренит, хлорит, цоизит, клиноцоизит, кальцит.

На Горлыкгольском месторождении выделяются четыре нефритоносные зоны, пространственно приуроченные к эндоконтактовым частям гипербазитовых тел. Ширина зон колеблется от 0.2 до 1.0 км, протяженность - от 2 до 4 км. В пределах зон выявлены 54 нефритовые жилы на контакте серпентинитов с родингитизированными кислыми и основными породами.

Нефрит Горлыкгольского месторождения характеризуется различной окраской. В жилах обычно преобладает изумрудно-зеленый, травяно-зеленый цвет со слабым голубоватым оттенком, окраска преимущественно однородная, ровная, глубокого и спокойного тона. Нефрит имеет спутанноволокнистую (фибробластовую) структуру и массивную текстуру, обладает раковистым изломом и матовым блеском. Твердость - 6-6.5 по шкале Мооса.

Минеральный состав нефрита: тремолит фибробластовый 80-90%, тремолит призматический 3-5%, рудные минералы 1-2%, хлорит 5-9%. В нефрите присутствуют зерна явно кристаллического тремолита размером до 1 мм в длину, замещаемые фибробластовым тремолитом. По породе спорадически рассеяны зерна хромита, имеющего тонкую, до 0.2 мм, кайму магнетита. Они развиты вдоль трещин различных направлений, обычно заполненных хлоритом. Размеры обособлений зерен хлорита до 0.5 мм достигают 5 мм в длину.

Апосерпентинитовая природа нефрита уточнена с помощью химического состава. Считается, что у апосерпентинитового нефрита значение $Fe^{2+} / (Mg^{+} + Fe^{2+})$ обычно более 0.06, тогда как у аподоломитового нефрита менее 0.06. У нефрита Горлыкгольского месторождения значение $FeO/(MgO + FeO)$ варьирует от 2,5 до 6.

Содержание Cr, Ni, Co также различается в апосерпентинитовом и аподоломитовом нефрите. Содержание Cr (900–2812 г/т), Ni (958.7–1898 г/т) и Co (42–207 г/т) в апосерпентинитовом нефрите относительно высоко, тогда как содержание Cr (2–179 г/т), Ni (0.05–471 г/т) и Co (0.5–10 г/т) в аподоломитовом нефрите относительно низкое.

Разброс содержания в российских месторождениях шире. Апосерпентинитовый нефрит в среднем, г/т: Оспинское месторождение – 1170, 1020, 65; Бортогальское – 580, 100, 53; Уланходинское – 1200, 1400, 62; Китайское – 30, 120, 5; Хамархудинское – 660, 590, 54; Парамское – 1500, 1250, 64; Келянское – 1700, 1800, 56; Куртушибинское – 970, 1230, 61; Агардакское – 1100, 420, 42; Халиловское – 180, 600, 22; Козмодемьяновское – 800, 900, 50.

Содержание этих элементов в нефрите Горлыкгольского месторождения, по нашим данным: Cr – 443–1900, Ni – 900–2100, Co – 49–83 г/т, что соответствует апосерпентинитовому нефриту. Подводя итоги, нефрит Горлыкгольского месторождения является типично апосерпентинитовым.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОФИОЛИТАХ УРАЛА

Викентьев И.В.¹, Юдовская М.А.¹, Ну Wen-Jun^{2,3}

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

²*School of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, China*

³*Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, China*

Офиолитовые комплексы Урала содержат значительные запасы хромитов; крупнейшие их месторождения выявлены в Кемпирсайском массиве, менее масштабные – в полярноуральских массивах Рай-Из, Войкаро-Сыньинском и нек. др. Сакмарский аллохтон Южного Урала (рис. 1) представлен вулканитами океанической дуги и офиолитовой серией, включающей крупные Кемпирсайский (с >300 млн тонн хромита) и Хабарнинский массивы [1]. Хромитовые тела Кемпирсая вмещаются дунитами, имеют в основном лентовидную форму, достигают 1 км (макс. 1.8 км) в длину и 100 м по мощности (макс. 230 м). Преобладают массивные руды, содержащие 50-60 мас.% Cr₂O₃. Экстремально высокая температура метаморфизма в офиолитах [2], вероятно, была следствием отмирания зоны субдукции, отрыва плиты и поступления астеносферного тепла в образовавшееся “окно”. В течение среднего девона в процессе коллизии “Магнитогорская дуга/континент” Сакмарский аллохтон был эксгумирован и перенесен на запад, на восточную субдуцируемую континентальную окраину ВЕП [3].

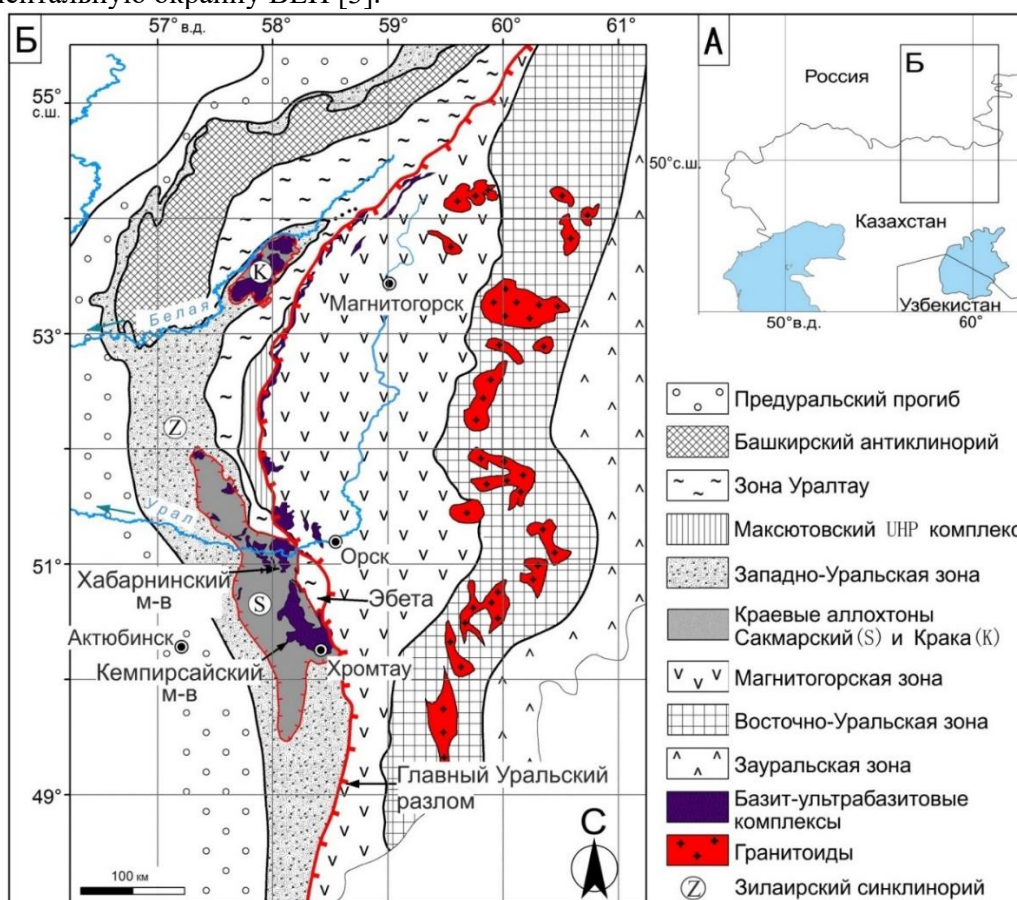


Рис. 1. Позиция Кемпирсайского массива. (А) Географическое положение Южного Урала; (Б) схема тектонического районирования Южного Урала. Буквы в кружках: S – Сакмарский аллохтон; K – Кракинский аллохтон; Z – Зилаирский синклиорий. Карта составлена по материалам [3-6].

Хромит является одним из самых ранних минералов, кристаллизующихся из магм, поэтому он сохраняет важную информацию о первичной магме. В частности, хромшпинелиды Кемпирсая имеют очень низкое содержание TiO_2 , что характерно для хромита из бонинитов. Рассчитанные составы исходной родительской магмы содержат Al_2O_3 в диапазоне от 8,91 до 9,86 мас.% и низкие соотношения FeO/MgO от 0,34 до 0,43, приходясь на окончание бонинитовой серии, и сильно отличаются от составов базальтов MORB и океанических дуг [7].

На основании изучения распределения микроэлементов в хромшпинелиде руд, вмещающих дунитов и дистальных (удаленных от рудных тел) дунитов предполагается, что “рудный” хромит кристаллизовался при смешивании магмы, модифицированной после реакции расплав/порода, и более поздней внедряющейся магмы из более истощенного источника. Мы предполагаем, что подиформные хромитовые месторождения Кемпирсайского массива были сформированы на ранней стадии субдукции, скорее всего, в преддуговой обстановке, в связи с выплавлением бонинитовых магм. Эти магмы поднимались сквозь древнюю литосферную мантию и вступали с ней в реакцию, образуя подиформные хромитовые залежи. Бониниты имеют высокое и переменное содержание Cr по сравнению с MORB, возможно потому, что (1) бониниты образовались в результате большой степени плавления, во время которого истощается клинопироксен [8] и (2) бониниты имеют высокое содержание воды, которое может увеличить растворимость Cr в магме [9]. Содержание Cr_2O_3 в бонинитах может достигать 1200 ppm, и способность переносить большое количество Cr делает бонинит подходящим кандидатом в качестве родоначальника крупных подиформных хромитовых месторождений.

В приведенном выше обсуждении предполагалось, что рудное месторождение образуется в результате реакции гарцбургит-магма и последующего перемешивания магмы. Расходуя пироксен во время реакции, Cr может непрерывно переноситься из перидотита в магму. И такая реакционная система, вероятно, имеет решающее значение для формирования крупного хромитового месторождения [10]. Прежде всего, для генерации количества Cr, достаточного для формирования месторождения, требуется крупная реакционная система. Хромшпинелиды из хромитовых месторождений Кемпирсайского массива имеют не только самые высокие значения Cr#, но и самое низкое содержание недвувалентных микроэлементов (например, Ti, V, Ga и Sc) по сравнению с хромитом из других месторождений. Это указывает на то, что Кемпирсайские месторождения образовались в реакционной системе с высокой Cr#, в которой и мантийные перидотиты были сильно тугоплавкими, и магмы были образованы из тугоплавкого источника.



Рис. 2. Тектоническая модель формирования хромитов Кемпирсайского разреза офиолитов (А) и схематическая модель формирования рудных тел и вмещающих дунитов (Б); с использованием [11].

Поэтому мы полагаем, что подиформные хромитовые месторождения Кемпирсайского массива были созданы на ранней стадии субдукции, скорее всего, в преддуговой обстановке, где образовались бонинитовые магмы (рис. 2). В этих тектонических условиях магмы образуются в результате высокой степени плавления уже истощенной мантии, так что они имеют относительно низкие концентрации микроэлементов (например, V и Ti). Эти магмы поднимаются сквозь древнюю литосферную мантию и вступают в реакцию с ней, образуя подиформные хромитовые залежи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018.

1. Melcher F., Grum W., Thalhammer T. V. Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Mineralium Deposita*. 1999. V. 34. P. 250-272.
2. Перцев А.Н., Савельев А.А. Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // *Геотектоника*. 1994. № 3. С. 21–35.
3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
4. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // *Геотектоника*. № 5. 2008. С. 49–78.
5. Лядский П.В., Кваснюк Л.Н., Жданов А.В., Чечулина О.В., Шмельков Н.Т., Бельц Г.М., Курочкина Е.С., Оленица Т.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1000000 (3-е покол.). Серия Уральская. Лист М-40 (Оренбург). Об. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 392 с.
6. Пужаков, Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Шох В.Д., Щулькин Е.П., Щулькина Н.Е., Жданов А.В., Долгова О.Я., Тарелкина Е.А., Орлов М.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (3-е поколение). Серия Уральская. Лист N-41 (Челябинск). Об. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 415 с.
7. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. No. 4. P. 655–671.
8. Falloon T.J., Danyushevsky L.V. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. № 2. P. 257–283.
9. Woods K. An experimental study of the effect of water on chromite solubility in komatiite: Bachelor's dissertation. Halifax, Nova Scotia, Dalhousie University, 2018. 36 p.
10. Arai S., Miura M. Formation and modification of chromitites in the mantle // *Lithos*. 2016. V. 264. P. 277–295.
11. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: A genetic model // *Journal of Petrology*. 1982. V. 23. P. 103–125.

Au-Pt-Pd МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВАСИЛИНОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ОФИОЛИТАХ КЭРШОРСКОГО КОМПЛЕКСА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Викентьев И.В.¹, Тюкова Е.Э.^{1,2}, Мокрый В.Д.¹, Абрамова В.Д.¹

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

²*Научный геоинформационный центр РАН, г. Москва, Россия. evgtyuk@mail.ru*

Восточный склон Полярного Урала, входящий в территорию Ямало-Ненецкого автономного округа, слабо освоен, но весьма перспективен в отношении металлических полезных ископаемых. Территория считается потенциально платиноносной уже почти 100 лет (с первой поисковой экспедиции А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина в районе Рай-Иза и нынешнего пос. Харп в 1925 г.); сообщения о находках минералов ЭПГ появлялись в разные годы [1-4].

В структурном отношении район приурочен к северо-западной части Войкарской зоны Полярного Урала. Юго-восточное обрамление офиолитовых массивов Полярного Урала (Рай-Из, Войкаро-Сыньинский) сложено породами полосчатого дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового кэршорского комплекса [5]. Новое Василюновское проявление локализовано среди амфиболитизированных габброидов и пироксенитов данного комплекса и находится в 2 км к северо-востоку от пос. Харп. Район интересен еще тем, что здесь в непосредственном контакте с габброидами кэршорского комплекса развиты гранитоиды более позднего собского комплекса, с которыми сопряжена золото-порфировая минерализация района [6]. Оба проявления утановлены в карьерах строительного камня. А расположенное далее к ЗЮЗ, на листе Q-41-XI, в междуречье рек Большая и Малая Хараматалоу рудопроявление Озёрное по прогнозным ресурсам соответствует крупному месторождению платино-золото-палладиево-медного типа с $C_{Pd} = 0.1-1.66$ г/т (среднее 0.28 г/т) и $C_{Pt} = 0.04-0.26$ г/т [7]. Таким образом, территория восточного склона Полярного Урала является перспективной для выявления медно-благороднометалльного оруденения [5].

В рудах *Василюновского* проявления выявлены от ранних к поздним следующие минеральные ассоциации: гематит-магнетитовая, магнетит-халькопирит-пиритовая и полисульфидно-полевошпат-карбонатно-кварцевая. Главная особенность сульфидных агрегатов магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации – присутствие микровключений минералов палладия (табл. 1) и редко – самородного висмута и самородного олова. Палладиевые минералы содержатся в виде микроскопической вкрапленности размером до 15 мкм и “облачных” скоплений субмикроскопических зерен в кварце, альбите, эпидоте, магнетите, пирите и халькопирите.

Содержания Pd в образцах (максимальные для обр. 475, A5-19 и A18-121) по данным пробирного анализа составляют 1.371, 0.366 и 0.312 г/т, Pt – 0.199, 0.021 и 0.019 г/т, соответственно (табл. 2). Теллуриды золота и серебра и самородное золото распространены в виде мелких (первые микроны) включений в главных сульфидах **полисульфидно-полевошпат-кварцевой** ассоциации: в пирите, халькопирите, галените, иногда в сфалерите и по микротрещинкам в магнетите, а также в альбите.

Рудопроявление *Подгорненское* расположено в 1.5 км к ЮВ от Василюновского и локализовано преимущественно в кварцевых диоритах более позднего Собского комплекса. В карьере наблюдались две главные системы кварцево-жильных образований: субмеридиональная и субширотная крутопадающие.

Таблица 1. Представительные результаты рентгеноспектрального микроанализа теллуридов палладия (мас.%) Василиновского проявления

	Минерал	Образец	S	Fe	Cu	As	Pd	Sb	Te	Pt	Hg	Сумма	Эмпирическая формула
1	Меренскит	A5-19	0.04	1.2	1.4		28.8		68.4	0.8		100.6	$Pd_{0.95}Cu_{0.07}Fe_{0.08}Pt_{0.01}Te_{1.88}$
2	Теагамит		0.0	1.7	1.6		34.6		42.0	0.0	21.3	101.2	$Pd_{2.79}Hg_{0.91}Fe_{0.26}Cu_{0.21}Te_{2.82}$
3	Меренскит	A18-436	0.4	2.2			28.9		69.4	0.0		100.8	$Pd_{0.94}Fe_{0.14}Te_{1.88}S_{0.04}$
4	Теагамит			1.8			34.5		42.1	0.0	22.2	100.6	$Pd_{2.85}Hg_{0.97}Fe_{0.28}Te_{2.9}$
5	Котульскит (+пирит)	A18-121	7.8	6.9	0.7		39.3		45.8			100.7	$Pd_{0.99}Te_{0.96}$
6	Арсенопалладинит					7.1	71.6	24.1					102.8
7	Теагамит	475		1.1			35.6		42.0		21.9	100.6	$Pd_{2.95}Hg_{0.96}Fe_{0.2}Te_{2.9}$
8	Меренскит	342-1					25,0		69,6	5,4		100.0	$Pd_{0.87}Pt_{0.1}Te_{2.03}$

Примечание. Кристаллохимическая формула котульскита (ан. 5) пересчитана с вычетом матрицы пирита. Анализы 1-4 выполнены в ИЭМ РАН г.Черноголовка на Tescan VEGA-II XMU с ЭДС INCA Energy 450, аналитик Д.А. Варламов; анализы 5-7 – в ИГ Коми НЦ УрО РАН г. Сыктывкар на Tescan Vega 3 LMH с ЭДС Instruments X-Max, аналитик А.С. Шуйский; анализ 8 – в ИГЕМ РАН на JSM-5610LV с ЭДС JED-2300, аналитик Л.А. Левицкая.

Таблица 2. Химический состав образцов (г/т) Василиновского и Подгорненского рудопроявлений

Проявление	Образец	Au	Pd	Pt	Ag	As	Co	Cu	Сульфиды*	Доля сульфидов, об.%
Василиновское	A-5-19	0.162	0.366	0.021	3.5	4	142	>10000	Pu+Сср	35
	A17-01-1	0.127	0.018	<0.005	3.3	<2	18	3338	Pu+Сср в кварце	20
	A17/03	0.019	0.269	0.059	0.2	2	25	614	пирит	30
	A18-342	0.057	0.104	0.013	<0.2	18	119	2084	Pu+Сср	10
	A18/436	0.043	0.136	0.008	1.2	6	156	2986	Pu+Сср	20
	A18/121	0.831	0.312	0.019	5.4	32	455	>10000	Pu+Сср	70
Подгорненское	475	0.131	1.371	0.199	3.2	10	645	1613	Pu+Сср	80
	A3-11-19	0,007	0,004	<0.005	<0.2	3	38	301	Pu+Сср	30
	A3-12-19	0,003	0,003	<0.005	<0.2	3	16	153	Pu	20
	A3-18-19	0,007	0,003	<0.005	<0.2	<2	15	246	Pu	30
	A3-5-19	0,007	0,011	<0.005	<0.2	<2	22	672	Pu	30
	A2-8/19	0,027	0,046	<0.005	<0.2	<2	23	982	Pu+Сср+Ро	10

*минералы: Сср – халькопирит, Pu – пирит, Ро – пирротин; Au, Pt, Pd – пробирный анализ с последующим определением элементов методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой; Ag, As, Co, Cu – растворение в царской водке с последующим определением методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой; аналитик О.А. Избаи (ООО “Стюарт Геокемикл энд Эссей”).

Сульфидов в жильных и метасоматических образованиях 3-5 об.% и они представлены, главным образом, пиритом, халькопиритом, пирротинном, изредка сфалеритом и молибденитом. Распространены жильные образования, сложенные в основном халцедоновидным кварцем. Содержание Au в малосульфидных рудах по данным пробирного анализа составляет 0.007 ppm, а сульфидизированные габброиды проявления содержат Pd – 0.003-0.011 ppm (табл.2).

Элементы-примеси в сульфидах. Профильная (бороздовая) абляция сульфидов методом LA-ICP-MS показала, что для пирита всех ассоциаций Василиновского проявления характерна примесь Co; количественно его примесь преобладает в магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации (до 1.2 мас.%). Распределение Co в пирите зонально, причем иногда наблюдаются зоны с преобладанием кобальта над железом, которые, вероятно, соответствуют катериту. Примесь Ni довольно высока (400-800 ppm)

в раннем пирите и понижается до 16-90 ppm в более позднем и распределена неравномерно. Сходным образом ведет себя As в пирите (в раннем до 790, в позднем 30-40 ppm). Ag и Pb тяготеют к вроскам халькопирита (в пирите коэффициенты корреляции Ag-Pb-Cu 0.6-0.8). Пики Zn+Cd обусловлены микровключениями сфалерита в пирите. Примесь Se, напротив, возрастает в пирите поздней полисульфидно-полевошпат-кварцевой ассоциации (до 207 ppm). Разрозненные пики Pd, Te, Zn, Cd, Pb, Bi, а также Ag и Au, указывают на наличие в пирите рассеянных мельчайших минеральных включений.

Предварительные исследования сульфидов *Подгорненского* проявления методом лазерной абляции показали, что в них постоянно присутствует примесь Mo (вплоть до микровключений молибденита), Te (до 35 ppm), Re (0.3ppm). В халькопирите устойчивая примесь Ag до 97 ppm, Cd до 35 ppm, Pd до 6 ppm и Sn до 65 ppm. В сульфидах *Подгорненского* появляется примесь Tl до 0.5 мас% и Bi до 11 ppm. Содержания золота выше порога встречаются в единичных случаях и составляют 0.23 ppm.

Таким образом, в районе в пространственной близости развиты Cu-Pt-Pd минерализация, связанная с кэршорским магматическим комплексом, и Au-Te-Bi, характерная для диоритоидов Собского комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018.

1. Аникина Е.В. Платиноиды в хромовых рудах Войкаро-Сыньинского и Райизского массивов (Полярный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 1994. 27 с.
2. Еремин В.П., Пономарев В.Г. Результаты поисково-съёмочных работ м-ба 1 : 50 000, проведенных на Полярном Урале в районе среднего течения рек Сось и Малый Ханмей (отчет Подгорной ПСП, 1970-73 гг.). пос. Полярный, 1973. ТФИ по ЯНАО.
3. Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Котельников В.Г., Филиппов В.Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 1. С. 67-69.
4. Кузнецов С.К., Шевчук С.С., Вокуев М.В., Ковалевич Р.С. Эпигенетическая палладиевая минерализация в гипербазитах Войкаросыньинского массива на Полярном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 5. С. 553–555.
5. Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Q-41 (Воркута). Об. записка. Ред В.П. Водолазская. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007. 541 с.
6. Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Трофимов А.П., Хубанов В.Б., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфиоровое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
7. Murzin V., Palyanova G., Mayorova T., Beliaeva T. The gold–palladium Ozernoe occurrence (Polar Urals, Russia): mineralogy, conditions of formation, sources of ore matter and fluid // Minerals. 2022. V. 12. Paper 765. <https://doi.org/10.3390/min12060765>

КУВАЕВИТ В ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХРОМИТИТОВ КЕМПИРСАЙСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (С. КАЗАХСТАН)

Вишневский А.В.¹, Савельев Д.Е.²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
vishnevsky@igm.nsc.ru

²Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Кемпирсайский офиолитовый массив (С. Казахстан) вмещает десятки хромитовых месторождений и сотни проявлений, суммарные запасы которых составляют более 300 млн т., что делает его крупнейшим по запасам в мире, наряду с месторождениями Бушвелда. Плитообразные и жильные тела хромититов Кемпирсайского массива широко варьируют по размеру, деталям морфологии и текстурно-структурным особенностям руд [1]. Зёрна хромита содержат переменное количество первичных и вторичных силикатных включений, зерен халькогенидов и минералов ЭПГ – интерметаллидов, сульфидов и сульфоарсенидов различного размера, морфологии и происхождения.

Проведённые исследования показали широкую распространённость среди первичных минералов ЭПГ, помимо типичных для этого типа ассоциаций, Ru-Ir-Os сплавов и минералов ряда лаурит-эрликманит ($\text{RuS}_2\text{-OsS}_2$), недавно утверждённого куваевита [2]. Куваевит $(\text{Ir,Rh})_5(\text{Ni,Fe,Cu})_{10}\text{S}_{16}$ обнаружен в крупных месторождениях Главного рудного поля: Алмаз-Жемчужина, 20 лет КазССР, 40 лет КазССР. Относительно частая встречаемость подобных составов отмечалась и ранее [3], однако предполагалось, что этот минерал может иметь состав $(\text{Ir,Ni,Cu,Fe})_{1-x}\text{S}$ и структуру высокотемпературного миллерита. Куваевит не образует самостоятельных мономинеральных выделений (рис. 1). Наиболее типичны его сростания с эрликманитом (Erl), иридосмином (Ir-Os) и паргасит-эденитовым амфиболом (Amf), однако в некоторых случаях с ним ассоциируют пентландит (Pn) и высокомедистая фаза дигенитового/халькозинового состава (Cu-S).

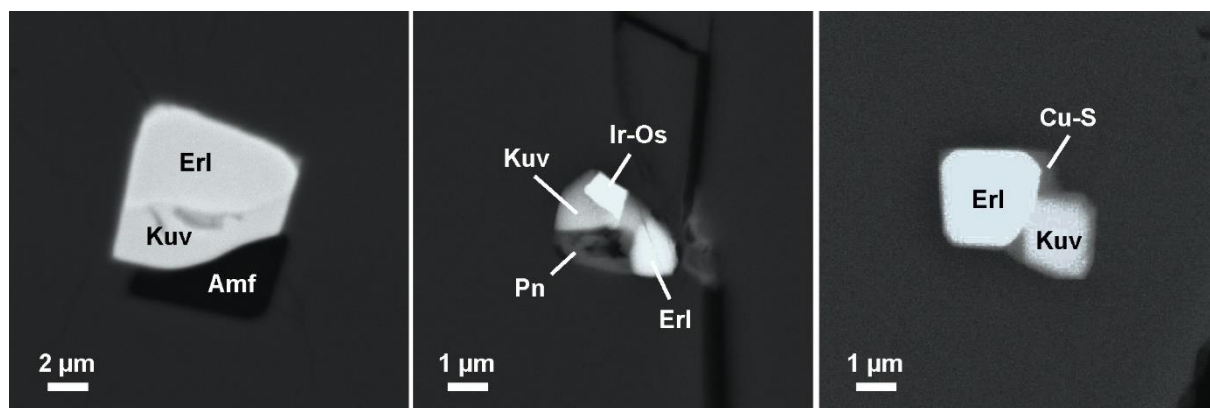


Рис. 1. Особенности выделений куваевита в сростании с другими минералами ЭПГ, сульфидами и амфиболом из хромититов месторождения 20 лет КазССР

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ (проект № 22-17-00019).

1. Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Портнов В.С., Гатауллин Р.А. Морфология и текстурно-структурные особенности хромититовых залежей Главного рудного поля Кемпирсайского массива (Южный Урал, Казахстан) // 2022, Георесурсы, 24(1), с. 62–73.

2. Барков А.Ю., Толстых Н.Д., Мартин Р., Тамура Н., Чи М., Никифоров А.А. Куваевит ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) - новый минеральный вид, его ассоциации и особенности генезиса (россыпная зона р. Сисим, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 12, с. 1653-1669.
3. Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T.V., Stumpfl, E.F. Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite // 1997, Journal of Petrology, 38(10), p. 1419–1458.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОЯСОВ БАЗИТОВЫХ ДАЕК ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Волосов А.С., Хромых С.В.

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
volosovalex@gmail.com*

Дайковые рои или пояса представляют собой крупные скопления даек, протягивающиеся на несколько сотен метров или километры, обычно расположенные на относительно небольшой территории. Дайки являются важным индикатором процессов, происходивших в земной коре и мантии. Состав даек играет большую роль: в большинстве случаев это слабо дифференцированные тела, отражающие состав глубинных магматических очагов, откуда происходит их внедрение. Пояса базитовых даек являются отражением термических событий в мантии. Благодаря исследованию дайковых поясов, появляется возможность определить стадии эволюции литосферы, в том числе и эволюцию мантийных источников.

Исследуемые дайковые пояса располагаются в Жарма-Саурской зоне Восточного Казахстана. Эта зона представляет собой область сочленения среднепалеозойских комплексов активной окраины Казахстанского палеоконтинента и позднепалеозойских структурно-вещественных комплексов Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1-3]. Исследуемые дайковые пояса располагаются по всей изученной территории Жарминской зоны. Всего выделено пять достаточно крупных дайковых поясов, где сосредоточены дайки базитового и лампрофирового состава:

Бугазский дайковый пояс расположен на юго-востоке исследуемой территории. Он содержит несколько десятков даек северо-восточного и субмеридионального простирания. Мощность даек варьирует от 3 до 5 метров, протяженность – около 100 метров.

Жаксы-Койтасский пояс расположен на юге исследуемой территории в пределах одноименного массива гранитов. В поясе насчитывается порядка 50 тел северо-восточного простирания мощностью до 2 метров и протяженностью до 100 метров.

Керегетасский пояс располагается на севере зоны в плане вытянут в северо-западном направлении. Дайки Керегетасского пояса проявлены в двух частях Кольбулакского массива - северо-западной и юго-восточной. Мощность даек от 0,5-1 до 8-10 метров, общее количество оценено не менее чем 250 тел. В западной части Кольбулакского массива отчетливо выделяется крупная дайкообразная Керегетасская интрузия, сложенная щелочными лейкогранитами [4].

В северо-западной части исследуемой территории располагается Коргантасский пояс в пределах одноименного массива щелочных гранит-лейкогранитов. Дайки имеют северо-восточное и северо-западное простирание. В поясе насчитывается несколько десятков даек, мощность которых достигает первых метров, а протяженность сотен метров.

Каскабулакский дайковый пояс располагается на северном окончании исследуемой территории. Дайки имеют субширотное простирание и прорывают вулканогенно-осадочные отложения среднего карбона. Мощность даек до 2 метров, протяженность до 100 метров. Количество даек в поясе пока не определено.

Авторами были проведены петрографические исследования даек Жарма-Саурской зоны. Породы основного состава представлены во всех пяти исследуемых поясах. По петрографии породы варьируют от долеритов до микрогаббро. Большинство долеритов обладают долеритовой структурой и массивной текстурой. Преимущественное распространение имеет плагиоклаз, представленный зернами разных генераций. Ранняя

генерация представлена крупными зональными зернами, а поздняя – лейстами различного размера от мелких до средних. Лейсты преобладают над зернами. Темноцветы представлены идиоморфными зернами оливина и клинопироксена. Микрогаббро обладают габбровой структурой и такситовой текстурой. Состоят из лейст плагиоклаза различного размера: более крупные лейсты – зональные. Темноцветы представлены амфиболом и клинопироксеном. Породы лампрофирового состава были обнаружены в четырех поясах – в Каскабулакском поясе они отсутствуют. Лампрофиры представлены спессартитами с панидиоморфной структурой и массивной текстурой. Они состоят из кристаллов плагиоклаза, часть которых зональная, калиевого полевого шпата (до 5 об. %) и кварца. Темноцветы представлены амфиболом, иногда зональным, биотитом и клинопироксеном. Породы среднего состава также встречаются в четырех поясах: в Жаксы-Койтасском поясе они отсутствуют. Средние породы представлены в основном диорит-порфиритами, кварцевыми микродиоритами и кварцевыми микромонцодиоритами. Встречаются как неравнозернистые, так и порфировые разновидности. Состоят из сосюритизированных зерен плагиоклаза (иногда зонального) и небольшого количества кварца. Из темноцветов в породах встречены идиоморфные зерна амфибола и биотит. Из акцессорных минералов встречен титанит.

Был исследован состав главных минералов некоторых дайковых пород. Только в основных породах Керегетасского пояса обнаружены оливин, ортопироксен, и отсутствует амфибол. Это говорит о наиболее основных породах во всех исследуемых дайковых поясах. Наиболее магнезиальный клинопироксен характерен для Бугазского пояса, наиболее железистый – для Каскабулакского, для которого также характерна наименьшая зональность и разнообразие в составе амфибола: в породах присутствует только паргасит, при этом породы обнаруживают наибольшую зональность плагиоклаза. По содержанию акцессорных минералов выделяются Коргантасский и Каскабулакский дайковые пояса, наименьшее количество встречено в Керегетасском поясе. Среди пород лампрофирового состава выделяется Керегетасский пояс: амфибол в породах наименее зональный и представлен только паргаситом, в отличие от всех остальных поясов присутствует биотит. Также в этих породах обнаружен наиболее основной плагиоклаз. В Коргантасском поясе обнаружен наиболее кислый и наименее зональный плагиоклаз, высокотитанистый амфибол – керсутит, наибольшие вариации состава клинопироксена, наибольшая разновидность акцессорных минералов. В породах Жаксы-Койтасского пояса акцессорных минералов встречено меньше всего.

По вещественному составу исследуемые дайки варьируют в широких пределах по SiO_2 и соответствуют монцогаббро, монцогаббродиоритам, габбродиоритам, монцодиоритам, монцонитам, диоритам и кварцевым диоритам. По содержанию SiO_2 и K_2O большинство пород относятся к известково-щелочной и высоко-калиевой известково-щелочной сериям пород. Для пород основного среднего и лампрофирового состава наблюдаются одинаковые закономерности поведения петрогенных элементов относительно MgO : положительная корреляция MgO с CaO , FeO_t и TiO_2 и при этом отрицательная корреляция с SiO_2 , Na_2O и K_2O . Такие закономерности могут говорить о том, что разнообразие по составу пород вызвано процессами дифференциации первичных базитовых магм.

Спектры распределения редкоземельных элементов в целом аналогичны: основные породы относительно слабо обогащены легкими лантаноидами, у лампрофировых и средних даек обогащение более выражено. У всех спектров отсутствует европиевая аномалия, что говорит о слабом фракционировании плагиоклаза. Стоит отметить, что среди даек основного состава дайки Керегетасского пояса характеризуются наибольшими содержаниями редкоземельных элементов.

Схожее поведение петрогенных и редоземельных элементов позволяет предполагать схожий состав мантийных источников для исследованных дайковых поясов.

Геохронологические данные и геологические взаимоотношения позволили установить два этапа проявления дайкового магматизма в Жарма-Саурской зоне: среднекарбонный – Бугазский (315 ± 4 млн лет (U-Pb)) и, возможно Жаксы- Койтасский пояса, и раннепермский – Керегетасский (287 ± 4 млн лет (Ar-Ar)), Коргантасский и, возможно Каскабулакский пояса. Такие этапы магматизма хорошо коррелируются с главными стадиями эндогенной активности в Алтайской аккреционно-коллизийной системы [3]. Среднекарбонный магматизм проявился на этапе коллапса орогенного сооружения, а раннепермский магматизм связан с пост-орогенными процессами в обстановке растяжения, которые происходили при повышении температуры в литосфере, вызванной активностью Таримского мантийного плюма [5].

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 23-27-00224).

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М. Недра, 1990. кн.1 - 327 с, кн.2 - 336 с.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1321–1338.
3. Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан): Дисс докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2020. 439 с.
4. Волосов А.С. Геологическая позиция, вещественный состав, возраст и модель формирования Керегетасского дайкового пояса, Восточный Казахстан // Металлогения древних и современных океанов-2022: Материалы XXVIII международной молодежной конференции (г. Миасс, 25-29 апреля 2022 г.). Миасс: УрО РАН, 2022. с. 188-192.
5. Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. v. 10. Iss 1. p. 79-99.

ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ФОРМАЦИОННОГО СОСТАВА ПОРОД И РУД АЛЛАРЕЧЕНСКОГО СУЛЬФИДНОГО Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Вревский А.Б.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия
avrevsky@mail.ru*

Синвулканические месторождения вулканоплутонических комплексов коматиитовой серии архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) (т.н. Западно-Австралийский формационный тип), с которыми связано около 10% мировых запасов никеля, на Фенноскандинавском щите были известны только в ранге рудопроявлений в Карелии (Сумозерско-Кенозерский и Хаутаваарский ЗКП) и небольших месторождений в Финляндии (ЗКП Кухмо-Суомуссалми-Типасярви). Несмотря на обилие классификаций сульфидных медно-никелевых месторождений и предложенных на их основе разнообразных поисковых признаков и критериев, в последние десятилетия не было открыто каких-либо значимых медно-никелевых месторождений, связанных с раннедокембрийскими комплексами. Более того, целый ряд месторождений Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита, которые были давно разведаны, а их возраст, генетическая принадлежность и геодинамическая позиция остаются до сих пор предметом дискуссий. В полной мере это относится и к месторождениям Аллареченского рудного района (месторождения Аллареченское и Восток), открытых еще в середине прошлого века и полностью отработанных к началу нынешнего.

Медно-никелевые месторождения Аллареченского рудного района Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита приурочены к области развития высокометаморфизованных вулканогенно-осадочных образований Каскамско-Аннамской структуры [1], 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) [2].

Из рудного тела 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 x 120- 150 мкм. Трециноватые зерна циркона имеют удлинённый призматический габитус, темно коричневую окраску и тонкую осцилляционную зональность. Кристаллы часто содержат микровключения силикатных и рудных минералов (рис. 1), 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. 2). 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.

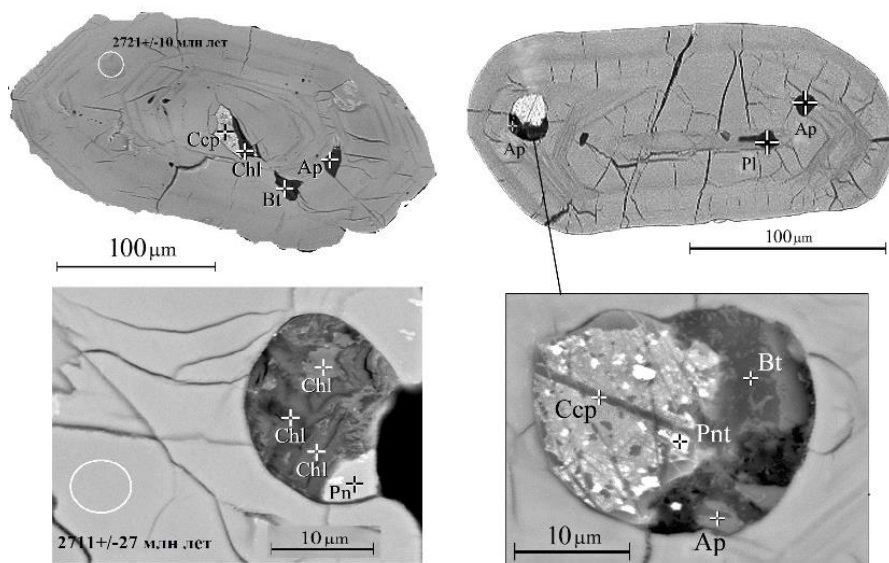


Рис. 1. Микрофотографии кристаллов циркона из рудного оливинового пироксенита Аллареченского месторождения с минеральными микровключениями в режиме BSE COMPO (JEOL-JSM-6510 LA). Окружности белого цвета - места локального изотопного анализа (SHRIMP II).

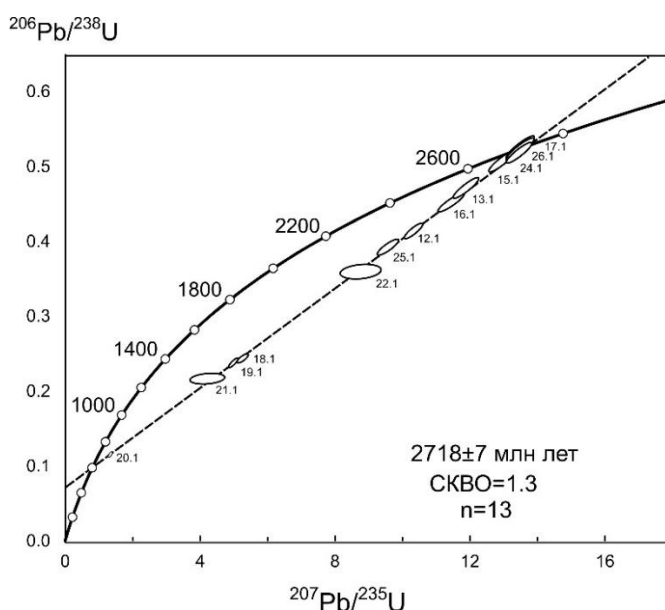


Рис. 2. График с конкордией для цирконов из рудного оливинового пироксенита Аллареченского месторождения.

Распределение РЗЭ в цирконе (рис.3) характеризуются близкими содержаниями с фракционированным (магматическим) [3] 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 одновозрастных пород коматиит-толеитовой серии зеленокаменного пояса Ура-губа-Колмозеро-Воронья, позволяют считать их

закономерными членами коматиит-толеитового вулcano-плутонического комплекса глубоко эродированного неархейского зеленокаменного пояса. Первичные высоко железистые коматиитовые расплавы Аллареченского вулcano-плутонического комплекса, являлись продуктами частичного равновесного плавления при повышенных давлениях и температурах высоко деплетированной ($\epsilon_{NdT}=+7.0\pm 0.4$) верхней мантии.

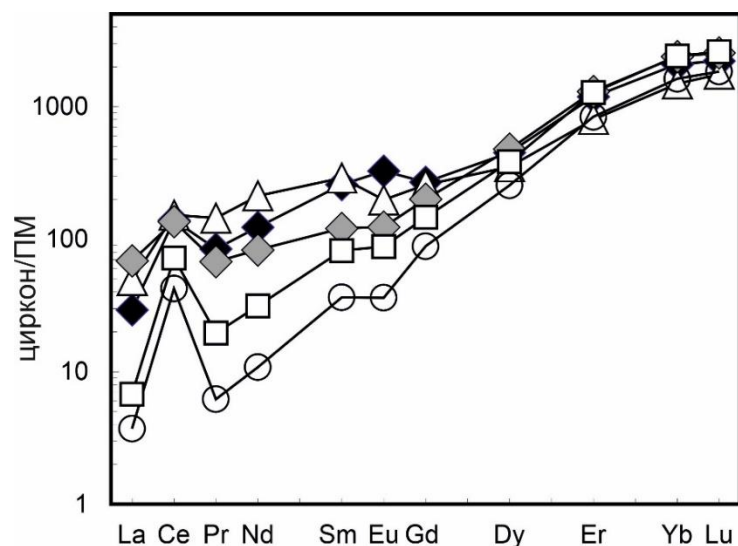


Рис. 3. Нормированное к примитивной мантии (ПМ) распределение редкоземельных элементов в цирконе из рудного оливинового пироксенита Аллареченского месторождения

Особенности петрографического и геохимического состава рудных перидотитов свидетельствуют, что они представляют собой кумулятивные производные мало глубинного ($P\sim 4$ кбар) фракционирования в магматической камере $Ol-Orx\pm Pl, Mag$ минеральных фаз первичного высоко железистого коматиитового расплава с температурой ликвидуса не менее $1200^\circ C$ по данным ортопироксенового геотермобарометра [4]. Геохимия редких и редкоземельных элементов ($[Ce/Sm]_N=1.9-2.8$, $[Gd/Yb]_N=1.2-1.8$), $[\Sigma REE]_N=8-13$) и изотопный состав Nd ($\epsilon_{NdT}=+7.0\pm 0.4$), а также гомогенная морфология и изотопный состав аксессуарного магматического циркона в гипербазитах, свидетельствуют об отсутствии существенного участия в их петрогенезисе процессов контаминации мезоархейскими ТТГ комплексами. Напротив, данные Re-Os систематики ($^{187}Os/^{188}Os - 0.2270-0.1929$) и изотопного состава серы ($\delta^{34}S$ 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 подкорковых условиях.

Работа выполнена в рамках госзадания FMUW-2022-0004

1. Вревский А.Б. Петрологические проблемы сульфидного никелевого оруденения в раннем докембрии Северо-Восточной части Балтийского щита // Геология рудных месторождений. 1991. № 1. Т. 3. С.23-32.
2. Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскуряков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск. 1972. 129 с.
3. 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.
4. 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.

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ ТАРЛАУ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Гатауллин Р.А.¹, Сначёв А.В.¹, Савельев Д.Е.¹, Баширов В.Э.^{1,2}

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

²Уфимский Университет Науки и Технологий, г. Уфа

rusgatln97@gmail.com

Россыпь Тарлау расположена в приустьевой части левобережья р. Тарлау, правого притока р. Урал в пределах Миндяжской эрозионно-структурной депрессии (Уразовское россыпное поле). Россыпь эоплейстоценовая, делювиально-аллювиальная (ложковая), врезанная в плиоценовую террасу. Протяженность контура разработок 2,7 км при ширине от 40 до 240 м. Россыпь разрабатывалась в 1890-1901 и 1904 гг. открытыми выработками, мускульным способом. Добыто 61,9 кг золота при среднем содержании на пласт 1,3 г/м³ [1]. В ходе поисково-оценочных работ по разведке золотоносности рыхлых отложений Миндяжской эрозионно-структурной депрессии, выполненных ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» в 1993–2001 гг. (ответственный исполнитель В.Ф. Созинов) были подсчитаны запасы по категории С₁.

Плотик россыпи неровный и сложен мраморовидными известняками, песчаниками, порфиритами, серпентинитами. Преобладание частиц пробности 840–950‰, присутствие в них в качестве элементов примесей Cu, Te, Bi, особенности структуры и состав микровключений – позволяет предполагать в качестве коренных источников металла золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты связанные с ультрамафитами и вулканогенно-осадочными комплексами Главного Уральского разлома [2; 3].

В россыпи встречаются минералы платиновой группы (МПП) до 2% от содержаний золота [1]. В данной работе авторами были исследованы несколько десятков зёрен МПП размером от 0,3 до 1,2 мм. Окатанность и изометричность зёрен варьируют в широких пределах, преобладают окатанные и достаточно изометричные формы, что особенно характерно для железо-платиновых твёрдых растворов (рис. 1а).

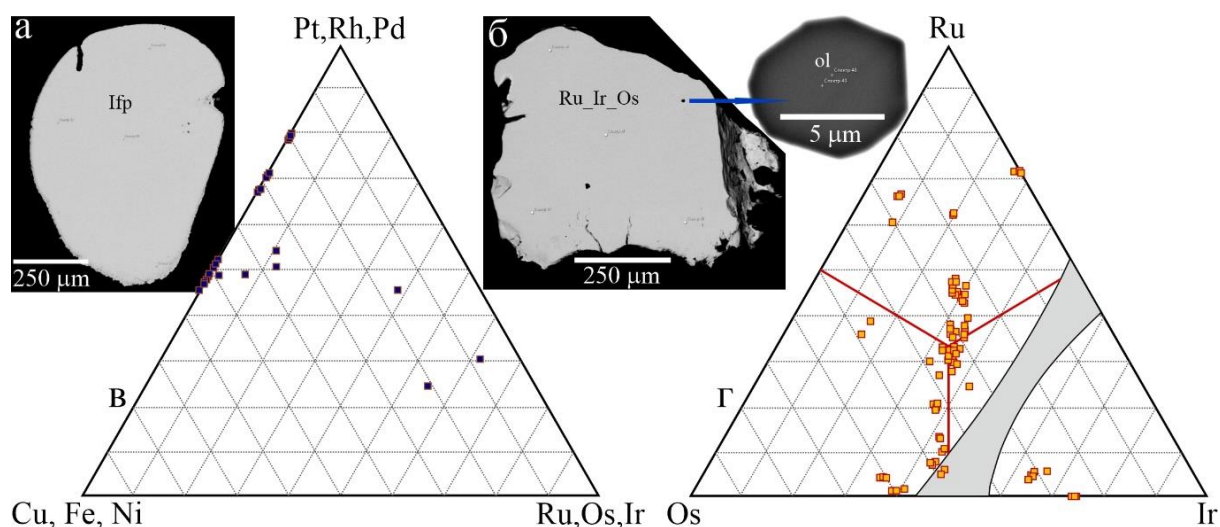


Рис. 1. а, б. Электронно-микроскопические изображения зёрен МПП. Диаграммы составов платиноидов: в – для твёрдых растворов, содержащих платиноиды, г – для тугоплавких ЭПП.

По составу изученные самородные платиноиды относятся к двум типам: 1) тугоплавкие, преимущественно содержащие Ru, Os, Ir, фигуративные точки которых на треугольной диаграмме концентрируются, главным образом, на границе самородных

иридия, осмия и рутения (рис. 1г). 2) железистая платина, содержащая 5–20% мас. Fe, часто соответствует по составу изоферроплатине Pt₃Fe (рис. 1в). Во включениях встречается платина, содержащая Cu (до 25% мас.) и Ni (до 8% мас.), часть таких сплавов соответствуют минералам ряда туламинит-ферроникельплатина (рис. 1в). Включения в зёрнах платиноидов представлены сульфидами – лауритом, эрликманитом, пентландитом. Обнаружены минеральные фазы, по составам соответствующие редким сульфидам родия – бовииту Rh₂S₃ и миасситу Rh₁₇S₁₅. Также в тугоплавких МПГ обнаружены арсениды, представленные изометричными включениями размером до 20 мкм, в изоферроплатине – удлинёнными, образующими решётчатую структуру с пластинчатыми индивидами до 50 мкм в размере.

В одном из зёрен тугоплавких платиноидов (рис. 1б) обнаружено включение оливина размерами около 6 мкм, изометричной формы с ровными краями, идеоморфное, по составу соответствующее оливину офиолитовых ультрамафитов (Fo=0.96). Включение находится в зерне сплава тугоплавких платиноидов размером около 0,75 мм.

Сходное расположение фигуративных точек на диаграмме составов тугоплавких платиноидов свойственно для географически близких к Тарлау и пространственно связанных с офиолитами россыпей Миасской группы (Киалимская, Малоиремельская), Байрамгуловской россыпной зоны (Байрамгуловская, Ингульская россыпи) [4; 5].

Таким образом, авторами определен состав платиноидной минерализации золотоносной россыпи Тарлау. МПГ представлены, главным образом, тугоплавкими платиноидами переменного состава – от самородного рутения до переходной разновидности между осмием и иридием. Состав включений – платина с примесями никеля и меди, сульфиды и арсениды ЭПГ, а также оливин указывают на офиолиты Главного Уральского разлома как на возможный источник платиноидной минерализации.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, <https://rscf.ru/project/23-27-00265/>. Авторы благодарят Г.В. Бойкова (ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка») за предоставленные геологические материалы.

1. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. Ч. 2. 287 с.
2. Сначёв А.В. Геологическое строение, морфология и состав золота россыпи Террасовая-II (Южный Урал) // Нефтегазовое дело, 2021, т. 19, № 5, с. 20–30. DOI: 10.17122/ngdelo-2021-5-20-30
3. Шатилова Л.В., Позднякова Н.Н., Краснов А.Н., Рогова О.Ю. Типоморфные признаки самородного золота россыпей Тарлауской площади (Южный Урал) // Отечественная геология, 2023, № 2, с. 27–42. DOI: 10.47765/0869-7175-2023-10007
4. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Крайнев Ю.Д. Сrostки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия, 2016, № 4, с. 31–47
5. Зайков В.В., Савельев Д.Е., Зайкова Е.В. Природа микровключений хромшпинелидов в минералах платиноидов из золотых россыпей Южного Урала // Записки российского минералогического общества, 2018, т. CXLVII, № 5, с. 27–40 DOI: 10.30695/zrmo/2018.1475.02

ДВУПИРОКСЕН-ШПИНЕЛЕВЫЕ СИМПЛЕКТИТЫ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, КАК ЕЩЕ ОДНО ПОДТВЕРЖДЕНИЕ ПЛЮМОВОЙ АКТИВНОСТИ

Гибшер А.А.^{1,2}, Мальковец В.Г.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

anastasia.gibsher@igm.nsc.ru

²*АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный*

В мантийных ксенолитах из камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса Западного Сангиленна нами обнаружены двупироксен-шпинелевые симплектиты, представляющие собой взаимопрорастания клино-, ортопироксена и шпинели (рис. 1а-д). Размер симплектитов от 1 до 6 мм, форма округлая. Оливин представлен форстеритом с $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe) = 86,6 - 90,1$ и содержанием $CaO = 0,07 - 0,09$ мас. % и $NiO = 0,31 - 0,38$ мас. %. Ортопироксен относится к энстатитам с $Mg\# = 87,4 - 90,3$, содержания $Al_2O_3 = 4,93 - 5,59$ мас. %, $TiO_2 = 0,06 - 0,24$ мас. %, $Cr_2O_3 = 0,36 - 0,48$ мас. %. Клинопироксен симплектитов представлен хромдиопсидом с $Mg\# = 86,4 - 89,6$ и $Ca\# = 100 * Ca / (Ca + Mg) = 45,8 - 48,0$ с содержаниями $Al_2O_3 = 6,80 - 7,43$ мас. %, $TiO_2 = 0,24 - 0,99$ мас. %, $Na_2O = 1,47 - 1,84$ мас. %. Шпинели имеют $Mg\# = 70,6 - 78,2$ и $Cr = 100 * Cr / (Cr + Al) = 8,9 - 12,7$; содержания $TiO_2 = 0,06 - 0,27$ мас. %. Средние составы минералов симплектитов соответствуют составам минералов из основной массы лерцолитов; зональность минералов симплектитов отсутствует. Валовые химические составы симплектитов, рассчитанные с использованием химических составов, плотностей и модалных соотношений минералов, на тройной диаграмме $(Al+Cr) - (Mg+Fe+Ca) - Si$ ложатся вблизи линии оливин – гранат (рис. 1е). Это согласуется с наиболее распространенной в настоящей время гипотезой формирования двупироксен-шпинелевых симплектитов в результате реакции $Ol + Gar = CPx + OPx + Sp$ [1].

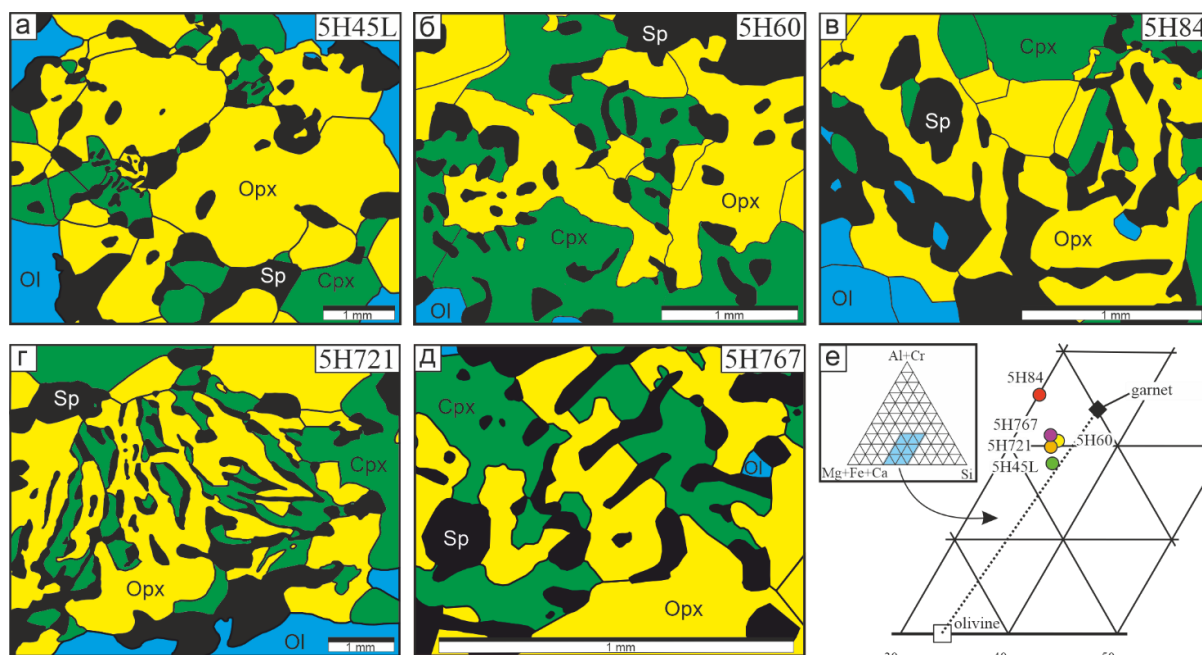


Рис.1. (а-д): зарисовки двупироксен-шпинелевых симплектитов из шпинелевых лерцолитов Западного Сангиленна; (е) – положение рассчитанных валовых составов симплектитов в координатах двух-, трех- и четырехвалентные катионы.

Температуры равновесия минеральных ассоциаций симплектитов, рассчитанные с использованием Са-ортопироксенового геотермометра [2] составляют 997 – 1048 °С. Температуры минеральных ассоциаций, вмещающих симплектиты шпинелевых лерцолитов, рассчитанные по аналогичной методике, совпадают с симплектитовыми в пределах погрешности (993 – 1040 °С).

Отсутствие надежных геобарометров для шпинелевых ассоциаций перидотитов не позволяет рассчитать давления, но проецируя полученные значения температур на известные континентальные геотермы можно оценить интервал глубин, с которых были вынесены ксенолиты (рис. 2). В изученной коллекции перидотитовых ксенолитов обнаружены только лерцолиты шпинелевой фации глубинности, что позволяет подобрать соответствующую палеогеотерму [3]. Экспериментально изученная граница гранат – шпинелевого перехода [4] расположена под наклоном к обеим осям в координатах Р-Т, и реакция перехода гранатового лерцолита в шпинелевый осуществима либо при снижении давления, либо при повышении температуры, либо при одновременном воздействии обоих этих факторов.

При снижении давления амплитуда вертикального перемещения составит порядка 25 км. Данные по изучению габброидных ксенолитов из камптонитовых даек Западного Сангилена показывают, что мощность коры под Западным Сангиленом составляет порядка 40 км [5]. Если предположить, что 25 км коры было уничтожено эрозией, способной обеспечить вертикальное перемещение, то суммарная мощность коры должна была составлять 65 км, что мало согласуется с наблюдаемыми данными. Повышение температуры мантии возможно при кондуктивном теплопереносе на начальной стадии плюмовой активности. Минимальные температуры равновесия минеральных ассоциаций дупироксен-шпинелевых лерцолитов составляют 993 °С, что исключает возможность образования парагенезиса шпинелевых лерцолитов (при нагреве) с температурами равновесия 970 – 1070 °С [3] из более низкотемпературных гранатовых без снижения давления.

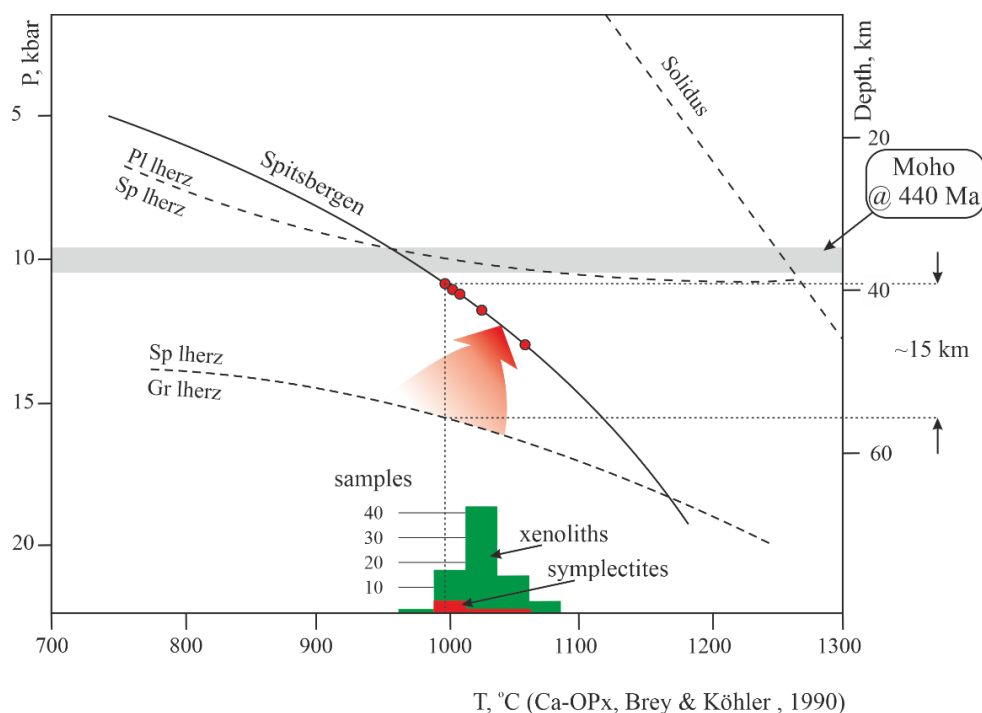


Рис. 2. Проекция температур равновесия дупироксен-шпинелевых симплектитов из камптонитов Западного Сангилена на наиболее близкую по петрологическим критериям палеогеотерму архипелага Шпицберген [7].

Наиболее реальной геологической ситуацией, в которой мог быть реализован переход гранатового лерцолита в шпинелевый, является подъем мантийного диапира (плюма), способствующий одновременному повышению температуры и вертикальному перемещению мантийного вещества (рис. 2). Амплитуда перемещения при этом составит 15 км, что является реальным значением и подтверждается уровнем эрозии коры по метаморфическим породам, выведенным на дневную поверхность [6].

Активный базитовый магматизм, развитый в пределах Западного Сангиленя начиная с раннего кембрия и заканчивая поздним ордовиком, характеризуется сменой типа мантийного источника с деплетированного надсубдукционного на более глубокий обогащенный [8]. Геохимические характеристики ксенолитсодержащих камптонитов Западного Сангиленя (повышенное содержание Sr, LILE и HFSE), являющихся заключительным проявлением магматической активности региона, также указывают на принадлежность к плюмовому щелочно-базальтовому типу [9]. Проявления плюмового магматизма Западного Сангиленя – начальный этап долгоживущего Алтае-Саянского плюма [10].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

1. Morishita T., Arai S. Evolution of spinel-pyroxene symplectite in spinel-lherzolites from the Horoman Complex, Japan // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. v. 144. p. 509–522.
2. Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. v. 31. p. 1353–1378.
3. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Похиленко Н.П. Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // *Доклады РАН*, 2010, т. 433, №3. с. 369–373.
4. Klemme S., O'Neill H. The near-solidus transition from garnet to spinel lherzolite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. v. 138. p. 237–248.
5. Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Mineralogy and Petrology*. 2006. v. 88. p. 419–441.
6. Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Сангилен, Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*, 1991, № 3, с. 109–119.
7. Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // *Tectonophysics*, 1987, v. 139, p. 169–185.
8. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59, № 5, с. 653–672.
9. Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардакского комплекса Юго-Восточной Тувы – свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // *Доклады РАН*, 2001, т. 378, №6, с. 794–797.
10. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // *Петрология*, 2013, том 21, № 2, с. 177–201.

КАЛИНОВСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Голич А.Н., Высоцкий С.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
agolich@fegi.ru*

В структуре орогенных поясов Сихотэ-Алинского и Хонсю присутствуют фрагменты офиолитов, приуроченных к верхнему структурному уровню одной и той же юрской аккреционной призмы: офиолитовые комплексы Якуно, Дахэдженьский, Калиновский и Бикинский. На юге Сихотэ-Алиня юрская призма представлена Самаркинским террейном, в котором выделяются два офиолитовых комплекса: Бикинский на севере и Калиновский на юге.

Офиолитовые комплексы представлены пластинами и блоками габбро-гипербазитовых массивов, на которых с тектоническим контактом залегает комплекс базальтоидов в ассоциации с согласно перекрывающими их каменноугольно-пермскими карбонатными и кремневыми породами. Предполагалось, что габбро-гипербазиты и базальты представляют собой фрагменты единого офиолитового комплекса, образованного около 400 млн лет назад и аккрецированного в раннеюрское время [1]. Однако полученные нами новые, частично опубликованные [2] изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о том, что габбро-гипербазитовые массивы Калиновского комплекса формировались не в девон-каменноугольное время, как полагалось ранее, а в пермь-раннетриасовое.

Дискуссионной остается палеотектоническая модель формирования офиолитовых комплексов. Предполагалось, что они образовались в спрединговой зоне палеоокеана (бассейне типа pull-apart), а затем были перемещены в основание островодужного склона позднепалеозойской островной дуги [3]. По ассоциации габброидов и гипербазитов с высокотитанистыми базальтами, считается, что офиолиты Сихотэ-Алиня сформировались в основании океанического плато, рост которого был обусловлен внедрением мантийного плюма [4]. В то же время, среди зарубежных исследователей существуют представления об эволюции Дахэдженьского комплекса и офиолитов Якуно в островодужной системе [5].

Нами были получены новые данные по микроэлементному составу цирконов из пород Калиновских офиолитов. Цирконы из Чугуевских и Бреевских габброидов Калиновского комплекса имеют значения U/Yb отношения в диапазоне 0.4-3.1. На диаграммах Hf-U/Yb и Yb-U их составы располагаются в области цирконов – производных континентальной коры. На геодинамических диаграммах все анализы относятся к полям континентальных дуг. Тем самым микроэлементный состав цирконов изученных пород указывает на присутствие корового источника во время их кристаллизации в обстановке энсиалической островодужной системы.

Обобщив новые результаты исследований и ранее опубликованные материалы можно установить, что палеогеодинамическая обстановка формирования габбро-гипербазитовых массивов Калиновского комплекса никак не связана с внутриокеаническими структурами. Петролого-геохимические особенности пород указывают на островодужную природу массивов [2], а состав цирконов – на присутствие фрагментов континентальной коры во время их образования. Исходя из этого, можно предположить формирование изучаемых массивов в задуговом бассейне энсиалической островодужной системы на активной континентальной окраине. Дополнительным аргументом в пользу данного предположения является широкое развитие таких обстановок в рассматриваемом регионе в настоящее время. К ним относятся Японская и

Курило-Камчатская островные дуги и несколько островодужных систем Филиппинского моря.

Новые определения изотопного возраста Калиновских габброидов и наличие различных петрохимических типов базальтов, согласно перекрытых осадками разного возраста и состава, указывают на то, что в строении верхнего структурного уровня юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня принимают участие несколько различных по возрасту и обстановке образования офиолитовых комплексов, от которых в результате субдукции остались лишь небольшие разобщенные пластины и блоки. Изученные нами Бреевский и Чугуевский габбро-гипербазитовые массивы представляют собой фрагменты пермь-раннетриасового офиолитового комплекса, сформированного в различных частях энсиалической островодужной системы. Высоко-титанистые базальты океанических островов вместе с каменноугольно-пермскими известняками, вероятно, относятся к более древнему офиолитовому комплексу океанического плато.

Кроме того, сходное строение и петролого-геохимические характеристики пород, приуроченность к общей тектоно-стратиграфической единице, близкое время формирования офиолитовых комплексов Дахэдженьского и Якуно [5], а также полученные нами результаты датирования габброидов Калиновского комплекса дают основания устанавливать общую геодинамическую обстановку формирования офиолитовых комплексов Якуно, Дахэдженьского и Калиновского.

Основываясь на последних палеорекострукциях [6] и принимая во внимание предыдущие результаты исследований японских и китайских геологов [5], мы предполагаем, что указанные комплексы представляют собой единый офиолитовый пояс, формирование которого началось примерно 290 млн лет назад с раскрытия задугового бассейна энсиалической островодужной системы в результате субдукции Палеотихоокеанской плиты под восточную окраину Палеоазиатского континента. Формирование островодужных пород началось позднее (около 285 млн лет назад) и продлилось как минимум до начала триаса. В позднем триасе – начале юры (230-180 млн лет) происходит закрытие задугового бассейна и аккреция отдельных фрагментов палеоостроводужной системы.

1. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. – Москва: Наука, 1989. – С. 218-254.
2. Голич А.Н., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Возраст и палеогеодинамическая природа Калиновского офиолитового комплекса (Сихотэ-Алинский орогенный пояс) // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2022. – Т. 503. – № 2. – С. 81-89.
3. Высоцкий С.В., Оковитый В.Н. Офиолиты северного Приморья: петрология ультрабазит-габбровой ассоциации // Тихоокеанская геология. – 1990. – № 5. – С. 76-87.
4. Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Разноглубинные габбро-гипербазитовые ассоциации в офиолитах Сихоте-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 1. – С. 181-198.
5. Sun M.-D., Xu Y.-G., Wilde S.A., Chen H.-L., Yang S.-F. The Permian Dongfanghong island-arc gabbro of the Wandashan Orogen, NE China: Implications for Paleo-Pacific subduction // Tectonophysics. – 2015. – Vol. 659. – P. 122-136.
6. Liang Y., Zheng H., Li H., Algeo T.J., Sun X.-M. Late Paleozoic-Mesozoic subduction and accretion of the Paleo-Pacific Plate: Insights from ophiolitic rocks in the Wandashan accretionary complex, NE China // Geoscience Frontiers. – 2021. – Vol. 12. – № 6. – P. 101242.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)

Голич А.Н., Ханчук А.И., Асеева А.В., Молчанов В.П., Вовна Г.М.
Дальневосточный Геологический Институт ДВО РАН, г. Владивосток
agolich@fegi.ru

В последние годы получены данные о том, что на орогенном (коллизионном и постколлизионном) этапе формирования складчатых поясов внедрялись не только граниты, но и относительно небольшие базит-гипербазитовые интрузии. В структуре Сихотэ-Алинского орогенного пояса выделяются базит-гипербазитовые интрузии переменного состава (от верлитов до гранитоидов), связанные с щелочными вулканитами пикрит-базальтового ряда и образующие вместе с ними щелочно-ультрамафитовую вулcano-плутоническую ассоциацию. Геодинамическая природа такого типа магматизма является предметом дискуссий.

Разновозрастные вулcano-плутонические комплексы подобного типа, расположенные в структурах орогенных поясов, известны в литературе под названием Урало-Аляскинских комплексов и считаются репером субдукционных обстановок [1]. Отличительной чертой большинства таких комплексов является кольцевое дифференцированное строение и наличие дунитового ядра, чего не наблюдается в вулcano-плутонических комплексах Сихотэ-Алиния. Похожие базит-гипербазитовые интрузии на древних платформах интерпретируются как тесно связанные либо с мантийным плюмом в крупных изверженных провинциях (LIP), либо с рифтогенезом на континентальных окраинах [2]. Для орогенных поясов, в том числе Сихотэ-Алинского, рассматриваются гипотезы синорогенных астеносферных диапиров, которые могли взаимодействовать с литосферной мантией [3].

На начальных этапах исследований базит-гипербазитовые интрузивные массивы Сихотэ-Алиния некорректно коррелировались с доорогенной мезозойской офиолиовой ассоциацией [4]. Позднее было выдвинуто предположение о том, что они формировались при внедрении суперплюма в аккреционную призму в зоне субдукции [5]. Эта гипотеза пока слабо обоснована.

Большинство рассматриваемых интрузий пространственно приурочены к Самаркинскому террейну средне-позднеюрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинского орогенного пояса и располагаются вдоль центрального Сихотэ-Алинского разлома под острым углом относительно главного направления альб-сеноманских сдвиговых перемещений. Они представлены гипербазит-габбро-сиенитовыми плутонами, а также лавами, дайками, трубками взрыва и мелкими телами пикритов, меймечитов и базальтов. Наряду с роями относительно небольших тел имеются несколько крупных массивов: Кокшаровский, Ариадненский.

Многочисленные К-Аг изотопные датировки пород этих массивов варьируют в широком интервале от среднеюрских до раннемеловых (от 133 до 172 млн лет) [4]. Попытки датирования пород массивов U-Pb и Sm-Nd методами дают неоднозначные результаты.

Изотопно-геохронологические исследования проводились в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Пироксениты и горнблендиты Кокшаровского массива были датированы по валовому составу Sm-Nd методом. Породы представлены в основном рудными титаномагнетитовыми разностями с аксессуарным сфеном и апатитом. По трем образцам получена хорошая изохронная зависимость с возрастом 244 ± 61 млн лет ($\epsilon_{Nd} = 4.7$, СКВО = 0.89). Анализ зависимости отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ от $1/Nd$ показал, что она

не является линией смещения и может быть приписана определенному геологическому событию.

На высокоразрешающем ионном микрозонде SHRIMP II были датированы цирконы из габброидов Ариадненского и пироксенитов Кокшаровского массивов. Выделенные зерна цирконов в основном прозрачные, идиоморфные, удлиненно-призматические, размером 100-350 мкм, реже встречаются обломки размером до 150 мкм. Среди Ариадненских габброидов для датирования были выбраны образцы ильменит-роговообманкового микрогаббро, состоящего из роговой обманки (60-70%), андезина (20-30%) и биотита (5-7%), а также рудного оливинового габбро, состоящего из моноклинного пироксена (до 35%), плагиоклаза (до 35%), оливина (до 10%) и рудных минералов (до 20%). U-Pb возраст цирконов из микрогаббро составил 161.1 ± 2 млн лет, а возраст оливинового габбро – 97.8 ± 2 млн лет. Помимо этого, акцессорный циркон был обнаружен еще в одной пробе габбро. Цирконы из данной пробы представлены округлыми, зональными зернами, центральные части которых имеют более древний возраст ~150 млн лет, а краевые – ~130 млн лет. Предполагаем, что это связано с привнесом U и Th в центральные части зерен и истинному возрасту они не соответствуют, тогда как их края формировались на последней стадии кристаллизации зерен и возраст краевых частей, вероятно, истинный.

Датированный образец Кокшаровского массива представлен рудным титаномагнетитовым клинопироксенитом, состоящим из диоксида, титан-авгита и керсутита (60-65%), а также титаномагнетита и ильменита (35-40%). Возраст цирконов этого пироксенита составил 96.1 ± 2 млн лет.

Таким образом, результаты датирования пород Кокшаровского и Ариадненского массивов указывают на длительную и сложную историю формирования щелочно-ультрамафитовой вулкано-плутонической ассоциации Сихотэ-Алиня.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-17-00093).

1. Guillou-Frottier L., Burov E., Augé T., Gloaguen E. Rheological conditions for emplacement of Ural–Alaskan-type ultramafic complexes // *Tectonophysics*. – 2014. – Vol. 631. – P. 130-145.
2. Isley A., Abbott D. Implications of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // *Journal of Geology - J GEOL*. – 2002. – Vol. 110. – P. 141-158.
3. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // *Тихоокеанская геология*. – 2019. – Т. 38. – № 3. – С. 4-29.
4. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А., и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. – 340 с.
5. Ishiwatari A., Ichiyama Y. Alaskan-Type Plutons and Ultramafic Lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan // *International Geology Review*. – 2004. – Vol. 46. – № 4. – P. 316-331.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИЗМЕНЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ МИХЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Голубенко Н.И.

*Воронежский государственный университет, Россия, 394018, г. Воронеж,
Университетская площадь, 1
nadejdagolubenko@gmail.com*

Молибден-медно-порфировое Михеевское месторождение, расположено в 20 км к северо-востоку от города Карталы Варненского района Челябинской области. Геологическое строение месторождения сложное. С поверхности оно перекрыто чехлом глин, суглинков, песков четвертичного, неогенового, палеогенового возраста. Ниже развиты рыхлые щебнисто-глинистые образования (коры выветривания).

Структура медной промышленности Михеевского ГОКа распределяется на подготавливаемые и законсервированные месторождения, затем на рудники, обогатительные фабрики и металлургические предприятия, среди которых как правильные, так и рафинировочные [1].

В стратиграфическом отношении Михеевское месторождение и его ближайшее окружение сложены вулканогенно-осадочными породами палеозоя, мезозойской корой выветривания палеозойских пород и осадочными отложениями кайнозоя.

В районе Михеевского месторождения встречены небольшие тела метаморфизованных ультрабазитов. Большая часть этих тел сложена черно-зелеными серпентинитами гарцбургитовой формации. Серпентиниты четко выделяются по магнитометрическим свойствам. Ультрабазиты образуют небольшие послонные тела и мелкие лентообразные массивы, залечивающие тектонические нарушения различной ориентировки. Возраст предположительно нижнекарбонный [2].

По химическому составу измененные ультрабазиты Михеевского месторождения, характеризующиеся повышенным содержанием SiO_2 относительно стандартных ультраосновных пород – 54%. Отмечается самое высокое содержание MgO – до 26%. Fe_2O_3 – до 12,6%. Al_2O_3 , CaO – чуть больше 1%. Содержание Na_2O , P_2O_5 , K_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO – не превышает 1%.

В исследуемых образцах кристаллооптически и с помощью микронзондового анализа удалось выявить тальк и хлорит. Другие минералы на данном этапе не установлены из-за сильных изменений.

Наиболее интересным является тальк. Тальк — силикатный минерал, имеет слоистую структуру. В свойствах данного минерала можно выделить: цвет – от бесцветного и белого до бледно-зеленого и зеленовато-белого, полупрозрачный или матовый, с жирным или тусклым блеском, твердостью – 1, не равномерным изломом и плотностью от 2,5 до 2,8 г/см³ [3].

Кристаллическую решетку талька образует слой оксида магния, обрамленный двумя слоями неполярных тетраэдров кварца и кислорода. Внешняя поверхность чешуек не содержит ни гидроксильных групп, ни активных ионов, что обуславливает высокую химическую стойкость и гидрофобность талька.

Изученный тальк состоит в основном из SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 . По сравнению с опубликованными данными, тальк Михеевского месторождения отличается – несколько пониженным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , CaO .

Флотация представляет собой метод обогащения полезных ископаемых на промышленных предприятиях. Этот способ основан на способности одних частиц – гидрофильных - легко смачиваться жидкостью и отделяться от других частиц –

гидрофобных. Процесс происходит в жидкой среде, которая аэрируется воздухом или в которую вводятся капельки масла [4].

Разделение руды на элементы происходит на границе двух разных средств. Во флотационной установке гидрофобные частички прилипают к пузырькам газа или масла и поднимаются на поверхность, в то время как гидрофильные элементы оседают на дне емкости. Этот процесс имеет высокую эффективность и экономичность.

На Михеевском месторождении локально развиты измененные ультрабазиты представляющие собой небольшие послонные тела и мелкие лентообразные массивы, залечивающие тектонические нарушения различной ориентировки. Измененные ультраосновные породы серо-зеленого цвета. Структура тонкозернистая. Текстура массивная. Жирные на ощупь. Наиболее оталькованные участки крошатся. Менее измененные – более крепкие и характеризуются более темным цветом. По химическому составу измененные ультрабазиты Михеевского месторождения, характеризуются повышенным содержанием SiO_2 [1].

Тальк создает неудобства при флотации руд – что является основной проблемой Михеевского месторождения. Будучи природно гидрофобным, в процессе пенной флотации тальк легко переходит в концентрат, тем самым снижая качество концентрата и увеличивая затраты на его дальнейшую переработку.

В процессе флотации в наиболее тонком классе накапливается повышенное количество частиц талька и серпентина, которые в процессе пречестных операций и флотации попадают либо в концентрат, либо в хвосты. Рентгенометрическим анализом установлено, что в концентрат поступают преимущественно частицы талька, а в хвосты — серпентина [3].

С помощью электронного микроскопа изучена морфология частиц минералов и показано, что для талька характерны в основном тонкочешуйчатые формы, а для серпентина — изометричные и таблитчатые. Чешуйчатая форма частиц талька обуславливает более быстрый их перенос в потоках пульпы и обогащение тальком пенных продуктов.

Росту количества частиц талька в концентрате способствует также низкая твердость минерала, которая является причиной переизмельчения. Уменьшение поступления талька в концентрат возможно при контроле за его содержанием в исходной руде и продолжительностью ее измельчения, а также при выведении из процесса шламовых частиц [5].

Для снижения гидрофобных свойств талька применяются следующие приемы: 1) Добавка депрессоров талька (карбоксиметилцеллюлоза (КМЦ), гуаровая камедь, крахмал и другие полисахаридные полимеры); 2) Интенсивное измельчение образцов минерала, вследствие чего будет повышаться доля боковых (гидрофильных) граней частиц талька, что приведет к снижению эффективного (среднего) значения краевого угла смачивания минерала водой. 3) Контроль попадания талька в флотационный концентрат. - Все эти приемы целесообразно использовать для снижения гидрофобных свойств талька Михеевского месторождения.

Выводы

На Михеевском месторождении локально развиты разнотипные измененные ультрабазиты представляющие собой небольшие послонные тела и мелкие лентообразные массивы, залечивающие тектонические нарушения различной ориентировки. Измененные ультрабазиты состоят из талька и хлорита. Тальк - состоит в основном SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 . Тальк Михеевского месторождения отличается – несколько пониженным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , CaO .

1. Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений Cu, Zn, Pb на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: Уралнедра. 2013. 199 с.
2. Серавкин И.Б., Минибаева К.В., Родичева З.И. Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор) // Геологический сборник № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 186–200.
3. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Издание: Недра, Москва, 1974 г., 248 стр.
4. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. Учебник для студентов высших учебных заведений. Издание: Академия, Москва, 2008 г., 464 стр.
5. Дир У.А. Породообразующие минералы. Издание: МИР, Москва, 1965 г., 371 стр.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КАМЕРЫ И РАССЛОЕННЫЕ МАССИВЫ ЧИНЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Гонгальский Б.И.¹, Криволицкая Н.А.²

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35*

brgon@mail.ru

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

119991, Москва ул. Косыгина, 19

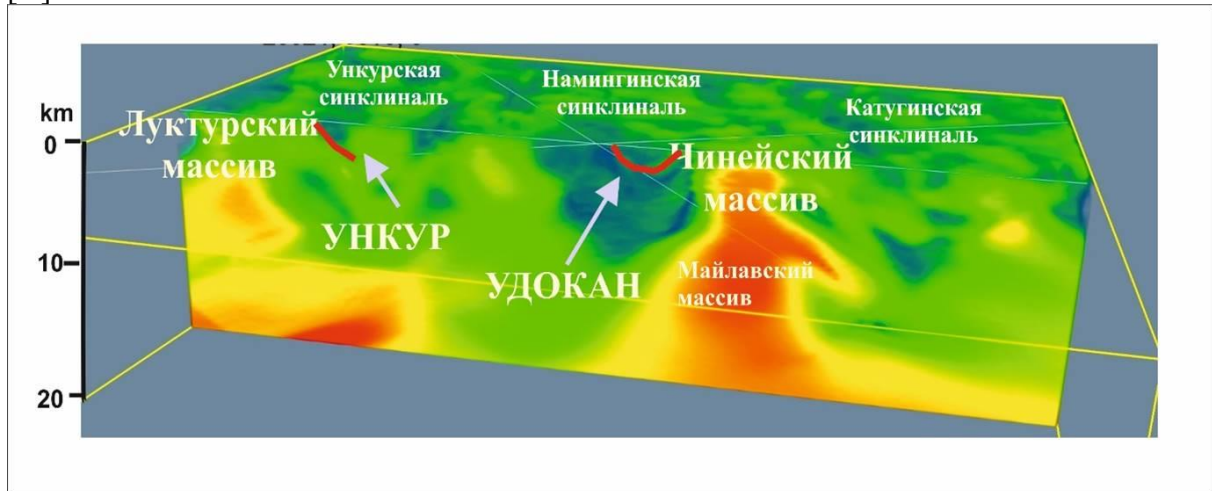
nakriv@mail.ru

Внутриконтинентальный рифтогенез в палеопротерозое определил формирование крупнейших на планете меденосных провинций [1] суперконтинента Колумбии (1890-1880 млн. лет) в Сибири, Канаде и на других континентах. Основу геологического строения Кодаро-Удоканского региона южной окраины Сибирского кратона, представляют блоки архейских пород, разделенные субмеридиональными позднеархейскими зеленокаменными поясами, перекрытыми карбонатно-терригенными нижнепротерозойскими отложениями. Они сохранились в крупном Кодаро-Удоканском прогибе и ряде мелких грабенов. Магматические породы палеопротерозоя представлены крупными массивами гранитоидов кодарского комплекса (Кодарский, Кеменский и др.) и ультрамафит-мафитовыми массивами чинейского комплекса (Чинейский, Луктурский, Майлавский и др. (рис. 1)). Суперкрупные концентрации черных металлов (V) Чинейского массива [2, 3] сравнимы по условиям формирования и ресурсам с гигантским Бушвельдом (ЮАР), а цветных металлов (Cu) с Садбери (Канада). Массивы и дайки мафитовых и ультрамафит-мафитовых пород проявлены также в позднем протерозое (доросский комплекс), мезозое (отложения мезозойских впадин и дайки) и неоген-четвертичное время (Удоканское лавовое плато).

Большинство исследователей рассматривали формирование Чинейского массива в рамках одноактного импульса магматизма, вследствие чего и предлагаемые ими схемы строения существенно различались. В.К. Голев обосновывал трехчленное строение разреза массива, Э.Г. Конников [4] выделял 6 зон в его строении с очень большими вариациями их мощностей. Нами [2, 3] в строении массива выделяется четыре группы пород (от ранних – к поздним): 1) пироксениты, габбро, анортозиты, сохранившихся в виде ксенолитов среди более поздних образований; 2) высокотитанистые габброиды, объединенные снизу вверх в титаномагнетит-габбровую и лейкогаббровую серии; 3) низкотитанистые габброиды (норитовая серия) в приподошвенной части массива, апофизы, силлы и дайки в высокотитанистых габброидах 2-й группы; 4) магматические брекчии с лампрофировым и габброноритовым цементом, дайки и апофизы титаномагнетитовых габброноритов и низкотитанистых норитов [3]. В породах 2 и 3 групп устанавливается отчетливая расслоенность и выделяются серии, макроритмы и микроритмы, обладающие однотипным строением: снизу вверх происходит постепенное снижение концентраций титаномагнетита, пироксенов, повышение концентраций SiO₂ и щелочей. Высокие содержания титаномагнетита фиксируются в нижних частях микроритмов (сантиметры - первые дециметры) и макроритмов (первые сотни метров), образуя раннемагматические руды в низах ритмов и позднемагматические – в их верхней части. Породы лейкогаббровой серии, содержащие многочисленные слои анортозитов и лейкогаббро, слагают верхнюю часть массива, наблюдаются крупные ксеноблоки габбродиоритов, монцодиоритов, часто с пегматодными текстурами. По результатам гравиметрических данных и глубин буровых скважин установлены места предполагаемых каналов поступления магм: вблизи устьев скважин № 16 (на востоке) и

между №11 и №12 (на западе). Максимальная мощность микро- и макроритмичности устанавливается в западной части массива (участок Этырко).

[А]



[Б]

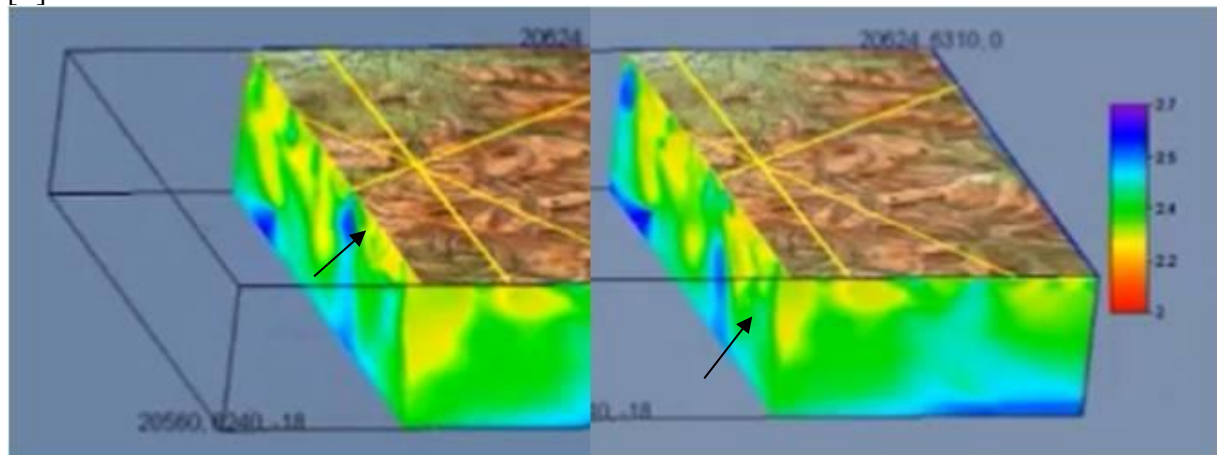


Рис. 1. Схематическая модель развития Удокан-Чинейского рудного района по результатам 3D моделирования: А - Чинейский и Луктурский массивы занимают верхние части высокоплотных пород и формируют антиклинальные структуры, в Намингинской и Ункурской синклиналях расположены Удоканское и Ункурское месторождения Fe-Ag-Au-Cu руд, соответственно [3]; Б - высокоплотные тела под Удоканским месторождением (справа) и за пределами месторождения (слева).

Низкотитанистые габброиды (3 группа) залегают в нижней части в виде лополита мощностью около 300 м в западной части массива, увеличивающиеся на востоке до 700 м. Они также образуют апофизы, силлы и дайки в ранее закристаллизованных высокотитанистых габброноритах, свидетельствующие о чередовании инъекций высоко- и низкотитанистых магм. Тектонические зеркала скольжения вдоль контактов апофизы норитов с низкотитанистыми габброноритами в районе скважины №95 указывают на элементы протрузии норитов. Заключительный этап формирования массива представлен флюидно-магматическими брекчиями, с которыми ассоциируют сульфидные руды.

Главными пороодообразующими минералами массивов чинейского комплекса являются минералы переменного состава - пироксены, плагиоклазы и титаномагнетиты, которые присутствуют в различных соотношениях вплоть до образования мономинеральных слоев. Пироксены присутствуют во всех разновидностях пород и представлены субкальциевыми авгитами, пижонитами и гиперстенами. Морфология их различна: это отчетливые ламели авгита в гиперстене, мелкие зерна авгита по границам

кристаллов гиперстена. Магнезиальный пижонит характерен для поздних даек и силлов, которые быстро кристаллизовались в небольших объемах (дайки титаномагнетитовых габброноритов (скв. 11, 1092 м), силлы габброноритов (скв.11, 159 м) [2, 4]. Высокожелезистый ортопироксен обнаружен в ксенолитах субщелочного габбро в верхней зоне массива. Оливин встречается локально на разных уровнях строения массива и состав его существенно меняется от $Fo^{73.4-76.6}$ в норитах западной части массива (скв. 11, 989 м), $Fo^{41.7-42.4}$ в ксенолитах пироксенитов (скв. 58) до высокожелезистых разновидностей в апикальной части массива в субщелочных габбродiorитах ($Fo^{31.1-33.2}$).

Мономинеральные слои титаномагнетита составляют нижние части микроритмов (пироксен-титаномагнетититы) или присутствуют в верхних частях микро- и макроритмов (плаггиоклаз-титаномагнетититы). В микроритмах раннемагматические титаномагнетититы сменяются пироксенитами с уменьшением в их составах титаномагнетита. Начало кристаллизации плаггиоклаза привело к образованию меланоритов, далее габбро и лейкогаббро, вплоть до анортозитов. Завершение кристаллизации минералов из остаточного расплава сопровождалось возрастанием концентраций кварца, биотита, амфиболов, сульфидов в виде единичных вкраплений, гнезд и линз. Сульфиды появляются в верхних частях микроритмов или в прожилках уже закристаллизованных пород (штокверки). Сульфидные рудные тела месторождений Чинейского массива приурочены к эндо- и экзоконтакту массива. В центральной части интрузива, в пределах титаномагнетитовых руд, также выделяются зоны сульфидной минерализации с промышленными концентрациями меди, платины, палладия и золота, которые имеют секущий или субсогласный характер по отношению расслоенности. Отделившиеся при кристаллизации габброидов флюиды, смешиваясь с метеорными водами, образовывали гидротермальные системы, происходило отложение руд в осадочных породах.

Расслоенные массивы чинейского комплекса являются результатом кристаллизации высоко- и низкотитанистых расплавов, контаминированных коровым веществом в промежуточных магматических камерах. Ассимиляция гранитоидов подтверждается преобладанием популяции позднеархеских цирконов среди определений возраста габброидов палеопротерозойских габброидов. Фракционирование приводило к концентрированию черных и цветных металлов, формированию рудно-магматических систем с суперкрупными концентрациями металлов месторождений в магматических и осадочных породах.

Исследования проводились в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН.

1. Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области России. Чита. 2004.
2. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск, Наука. 1993.
3. Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС. 2015. 248 с.
3. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука. 1986. 224 с.
4. Gongalsky B., Krivolutskaya N. World-Class Mineral Deposits of Northeastern Transbaikalia, Siberia, Russia. Springer. 2019. 321 p.

НЕФРИТ ВОЙМАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА

Гончарук И.С.¹, Кислов Е.В.^{1,2}, Вантеев В.В.²

¹Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ,
goncarukirina993@gmail.com

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

Воймаканское месторождение находится в Средне-Витимской горной стране на территории Баунтовского эвенкийского района Бурятии. В районе развиты PR₁ метаморфические породы суванихинской свиты (талалинской толщи), PZ граниты, MZ габбро и диориты, Q отложения. Метасоматоз с образованием нефритонесных зон развит на контакте мраморизованных доломитов и амфиболитов. Распределение и содержание нефрита в кальцит-тремолитовых скарнах крайне неравномерное. Характерна прожилковая, линзовидная, гнездовидная и желвакообразная форма нефритовых тел мощностью от п мм до 10п см, постепенными переходами к скарнам.

Тремолит-эпидотовые скарны по амфиболитам сложены крупными удлиненно-призматическими кристаллами тремолита, в интерстициях серпентин, подчиненное количество крупных кристаллов эпидота, в том числе Се-содержащего, иногда с включениями циркона, зерна титанита, в том числе F-Al, гидроциркона и циркона с включениями бадделеита, кальцита, диопсида, фторапатита, хлорита. *Доломит* гранобластовой структуры состоит из тонкозернистого доломита с агрегатами удлиненных зерен кальцита, редкими изометричными агрегатами хлорита и зернами фторапатита. Отмечены сросток барита с баритоцелестином, сросток галенита с халькопиритом, англезит, бадделеит, рутил. *Кальцит-тремолитовые скарны* состоят из тонколучистого кальцита и скрытокристаллического спутанно-волокнутого тремолита.

Нефрит преимущественно светло-салатный, салатный, серо-салатный и бурый. Просвечиваемость 1-5 см. Содержание сортового нефрита по пробам 5-50 %, по залежам - 3.1-5.2%. Полировка совершенная с зеркальным блеском. Нефрит характеризуется массивной, реже сланцеватой текстурой и скрытокристаллической, спутанно-волокнутой (фибробластовой) структурой. Среди минералов преобладает тремолит двух генераций: гипидиоморфные изометричные призматические зерна более крупных размеров и скрытокристаллические спутанно-волокнустые агрегаты, замещающие тремолит первой генерации. Лейсты и игольчатые кристаллы тремолита первой генерации наиболее характерны для приконтактных частей тел нефрита.

Состав пород представлен в табл. 1 и 2. По химическому составу нефрит разной окраски различается. Увеличение содержания Fe²⁺ усиливает зеленый оттенок, увеличение содержание Fe³⁺ железа вызывает более темную окраску, а на появление бурой окраски, возможно, влияет увеличение содержания Со.

Табл. 1. Химический состав пород, мас. %

	КС-19	КС-18	В-1-14	КП-5-3-7	ПК-1 Н	ПК-3	КП-81-1-3	ПК-1 А
SiO ₂	56.3	56.2	56.5	51.6	56.1	57.6	0.9	43.4
TiO ₂	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02
Al ₂ O ₃	0.7	0.5	0.5	0.7	1	0.6	0.1	10.2
Fe ₂ O ₃	0.34	<0.1	0.17	0.1	0.24	<0.10	0.1	1.54
FeO	0.92	0.44	0.44	0.28	<0.10	0.24	<0.10	1.2
MnO	0.08	0.06	0.06	0.08	0.03	0.04	0.04	0.11
MgO	24	24.64	23.6	20.09	25.7	25.3	21.34	13.97
CaO	12.48	13.02	13.68	18.17	12.76	13.02	31.3	21.31
Na ₂ O	0.11	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.05	0.12
K ₂ O	0.07	0.07	0.05	0.09	0.03	0.05	<0.01	0.04
P ₂ O ₅	<0.1	<0.1	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.87	0.15
п.п.п.	4.7	4.39	4.65	8.81	3.16	3.03	44.72	7.11
Сумма	99.7	99.44	99.76	100.05	99.24	100	99.45	99.97
Fe ₂ O ₃ Σ	1.36	0.54	0.66	0.41	0.34	0.28	0.1	2.87
CO ₂			1.98	6.6	0.66	0.44	44.66	3.52
S			<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
F			0.2	0.1	0.27	0.34	0.06	0.07

Примечание. Здесь и далее - нефрит: КС-18, КС-19, В-1-14 - светло-салатный, КП-5-3-7 – белый с салатным оттенком, ПК-1 Н – белый с желтоватым оттенком, ПК-3 – бурый; КП-81-1-3 - доломит, ПК-1 А – эпидот-тремолитовый скарн.

Табл. 2. Содержание примесных элементов в породах, г/т

	КС-19	КС-18	В-1-14	КП-5-3-7	ПК-1 Н	ПК-3	КП-81-1-3	ПК-1 А
Cr	9	10	<5	<5	7	5.5	5	6
V			6	36	9	11	4.5	60
Co	10	18	11	11	9	41	19	13
Ni	22	25	<3	4	3	<3	3.5	7.7
Cu			<3	<3	<3	<3	3.5	<3

Формирование нефрита, судя по взаимоотношениям минералов, проходит в несколько стадий. Первоначально доломит на прогрессивной стадии с участием содержащих кремнезем из амфиболитов флюидов замещается диопсидом: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{Si}^{4+} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$. На регрессивном этапе уже диопсид при участии магнезия и кремнезема из амфиболитов замещается агрегатом тремолита: $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{Mg}^{2+} + 4\text{Si}^{4+} + \text{H}_2\text{O} + 5,5\text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$. В другом варианте диопсид замещается кальцит-тремолитовым скарном - углекислота из первой реакции, кислород из вмещающих пород: $5\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 3\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2$. При этом кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита: $2\text{CaCO}_3 + 5\text{Mg}^{2+} + 8\text{Si}^{4+} + \text{H}_2\text{O} + 10,5\text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 2\text{CO}_2$. В некоторых образцах диопсид не установлен – он весь заместился либо тремолит образуется непосредственно по доломиту: $2\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 8\text{Si}^{4+} + 3\text{Mg}^{2+} + \text{H}_2\text{O} + 9,5\text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 4\text{CO}_2$. При продолжении регрессивного процесса тремолит замещается хлоритом и кальцитом с привнесом глинозема из амфиболита: $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2 + \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \rightarrow \text{Mg}_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 + 2,5\text{O}_2$. Или тальком и кальцитом с привнесом кремнезема из амфиболита: $3\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2 + 12\text{Si}^{4+} + 6\text{CO}_2 \rightarrow 5\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{CaCO}_3 + 15\text{O}_2$. Замещение хлоритом, тем более тальком, вплоть до полного замещения, значительно ухудшает качество нефрита.

На Воймаканском месторождении значение $\delta^{18}\text{O}$ нефрита относительно SMOW составляет $-18.5\div-18.8\text{‰}$; скарна -17.4 ; амфиболита $-4.4\div-2.6$; доломита 26.1 . Это соответствует формированию нефрита в результате гидротермально-метасоматического преобразования доломитов, а флюиды имеют метеорное происхождение.

Информация и образцы предоставлены ЗАО «МС Холдинг» и ООО «ВВС». Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

**Гурова А.В.^{1,2}, Сафонова И.Ю.^{1,2}, Перфилова А.А.^{1,2}, Савинский И.А.²,
Котлер П.Д.^{1,2}**

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
sushka386@gmail.com*

²*Новосибирский государственный университет (НГУ), г. Новосибирск*

Главными раннепалеозойскими структурами центрального Казахстана являются Итмурундинская (ИСЗ) и Тектурмасская (ТСЗ) складчатые зоны. Они находятся в юго-восточной и северо-западной частях Джунгаро-Балхашской складчатой системы соответственно, структуры которой протягиваются на ЮЗ на территорию СЗ Китая [1, 2]. ИСЗ и ТСЗ включают раннепалеозойские аккреционные и надсубдукционные комплексы, включающие однотипные ассоциации осадочных и магматических пород, и офиолитовые ассоциации различного происхождения, сформированные в ходе эволюции Палеоазиатского океана. В ИСЗ нами были изучены магматические породы из аккреционного комплекса (итмурундинская (O₂), казыкская (O₂₋₃) и тюретайская (O_{2-S1}) свиты) [3], офиолитового массива Восточный Архарсу и из блоков в серпентинитовом меланже Кентералау. В ТСЗ нами были изучены геохимические и изотопные характеристики магматических пород, относящиеся преимущественно к карамурунской и кузекской свитам. Карамурунская свита (O_{2kr}) представляет собой меланж, состоящий из пиллоу-лав, лавабрекчий с олистолитами кремней и кремнистых сланцев. Кузекская свита (O_{3kz}) состоит из пиллоу-базальтов, лавабрекчий, туфов, кремнистых алевролитов и аргиллитов. Возраст свит определен по находкам конодонтов [4]. В обеих зонах магматические породы аккреционного комплекса представлены, в основном, базальтами и андезибазальтами. Офиолитовые массивы сложены перидотитами, габбро и долеритами. Блоки в серпентинитовом меланже – тоналиты, диориты и плагиограниты.

U-Pb датировки магматических цирконов из плагиогранитов ИСЗ (блоки в меланже Кентералау) составляют от 498±8 до 476±3 млн лет, из биотитового плагиогранита массива Восточный Архарсу 520±2 млн лет [5], а роговообманкового диорита из меланжа – около 500 млн. лет [6]. Для ТСЗ U-Pb возраст плагиогранита из серпентинитового меланжа составляет 473 ± 2 млн лет, а плагиогранита из силла в базальтах кузекской свиты – 453 ± 4 млн лет [7]. Нами были продатированы риолит и гранит из северной части ТСЗ, их возрасты составили 451.5±5 и 457.5±5 соответственно.

Магматические породы ИСЗ и ТСЗ толеитовой и известково-щелочной серий на диаграмме TAS относятся к базальтам, андезибазальтам и габброидам. Реже встречаются субщелочные и щелочные андезиты, дациты и риолиты. По содержанию оксида титана породы обеих зон можно разделить на три группы: высоко-Ti, средне-Ti и низко-Ti. Среди высоко-Ti пород выделяется подгруппа щелочных и субщелочных андезитов. Образцы из низко-Ti группы характеризуются обогащёнными до обедненных легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) спектрами (La/Yb_N=1.0-9.6 для ИСЗ; La/Yb_N = 0.6-3.3 для ТСЗ). Для них характерно наличие на спайдер-диаграммах отрицательной аномалии по Nb при отношении Zr/Nb=11-50 для ИСЗ и Zr/Nb=20-58 для ТСЗ. Средне-Ti образцы имеют от плоских до обедненных РЗЭ спектры (La/Yb_N = 0.3-1.4 для ИСЗ; La/Yb_N = 0.7 для ТСЗ), средние отношения Zr/Nb (18-26 для ИСЗ; 22 для ТСЗ) и максимумы Nb по отношению к Th, но не к La. Для высоко-Ti пород как ИСЗ, так и ТСЗ отмечается обогащение ЛРЗЭ и дифференциация в области тяжелых (ТРЗЭ; La/Yb_N=2.7-13.9, Gd/Yb_N=1.4-3.7 для ИСЗ; La/Yb_N=4.3-5.6, Gd/Yb_N=2.2-2.8 для ТСЗ) при низких

отношениях Zr/Nb (3.3-12 для ИСЗ; 2.4-6.3 для ТСЗ). На спайдер-диаграммах для них характерен максимум по Nb. Подгруппа высоко-Ti щелочных и субщелочных андезитов характеризуется обогащением в области ЛРЗЭ ($La/Yb_N = 2.6-10.9$ для ИСЗ; $La/Yb_N = 6.8-10.9$ для ТСЗ), дифференциацией в области ТРЗЭ ($Gd/Yb_N = 1.4-3.1$ для ИСЗ; $Gd/Yb_N = 1.6-2.5$ для ТСЗ), низкими отношениями Zr/Nb (5.7-12.2 для ИСЗ; 5.7-5.9 для ТСЗ), отрицательной аномалией по Ti и положительной по Nb на спайдер-диаграммах.

Все образцы Итмурундинской и Тектурмасской зон имеют положительные значения $\epsilon Nd(t)$. Базальтоиды средне-Ti группы имеют самые высокие значения $\epsilon Nd(t)$ (7.78 для ИСЗ; 8.05 для ТСЗ), тогда как высоко-Ti образцы имеют самые низкие значения (4.88-5.93 для ИСЗ; 3.53-6.77 для ТСЗ). Это позволяет предположить, что средне-Ti образцы, чей мантийный источник ближе к деплетированной мантии, образовались в зоне срединно-океанических хребтов, а высоко-Ti базальтоиды из более обогащенного источника, из которого образуются базальты типа OIB. Значения $\epsilon Nd(t)$ для щелочного андезита ТСЗ самое низкое (2.12), что также предполагает его образование из обогащенного мантийного источника.

В целом, представленные данные по магматическим породам предполагают их образование в разных тектонических обстановках. Высоко-Ti базальты и щелочные андезиты по составу близки к базальтам OIB-типа. Они как правило ассоциируют с вулcano-кластическими породами и кремнями ордовикского возраста, а их изотопная систематика предполагает их образование из обогащенного мантийного источника. Средне-Ti породы ассоциируют с кремнями ордовикского возраста и имеют изотопные характеристики, предполагающие деплетированный мантийный источник, что характерно для базальтов MORB-типа. Эти две группы пород имеют океаническое происхождение: океанический остров/симаунт и срединно-океанический хребет соответственно. Низко-Ti образцы представлены широким спектром пород от базальтов/андезибазальтов до риолитов с преобладанием первых. U-Pb возрасты магматических цирконов, геохимические характеристики и положительные $\epsilon Nd(t)$ предполагают их образование в обстановке внутриокеанической дуги. Более древние плагиогранит и диорит из меланжа ИСЗ вероятно образовались на кембрийской магматической дуге, породы которой не сохранились на поверхности в виде отдельного магматического комплекса или пояса. Возможно, кембрийская дуга была разрушена в процессе субдукционной эрозии [8]. Схожие геологические данные, возраст и геохимические характеристики соответствующих групп пород Итмурундинской и Тектурмасской зон говорит о том, что они образовались в пределах одного палеобассейна и были разделены в пространстве последующими тектоническими событиями.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 21-77-20022) и госзадания Министерства науки и образования РФ (проекты № FSUS-2020-0039 НГУ, № 122041400044-2 ИГМ СО РАН).

1. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана – М.: ГЕОС, 2012. – 289 с.
2. Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Research. 2010. V. 18. 253–273 pp.
3. Zhylkaidarov, A.M. Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // Acta Paleontologica Polonica. 1998. V.43. 53-68 pp.
4. Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская А.А. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса // Бюллетень

московского общества испытателей природы. Отделение геологическое, 1992, т. 67, № 3, с. 60-76.

5. Degtyarev K. E., Luchitskaya M. V., Tretyakov A. A., Pilitsyna A. V., Yakubchuk A. S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash

6. Ocean // Lithos. 2021a. V. 380-381. Art. No. 105818.

7. Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // Gondwana Research. 2020. V. 79. 49–69 pp.

8. Degtyarev K., Yakubchuk A. S., Luchitskaya M. V., Tolmachevaa T. Yu., Skoblenko (Pilitsyna) A. V., Tretyakov A. A. Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implications // International geology review. 2021b. V. 64 (15). 2108-2150 pp.

9. Сафонова И.Ю., Ханчук А.И. Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология, 2021, т. 40, № 6, с. 3-19.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СОВРЕМЕННОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ОСТРОВА СУЛАВЕСИ (ТИХИЙ ОКЕАН)

Дмитриева Н.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Котляров А.В.

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
kotlyarov@igm.nsc.ru*

На острове Сулавеси (Тихий океан) находятся постоянно действующие с середины 20 века и активные в настоящее время вулканы, изучение которых представляет не только научный интерес, но имеет также и большое практическое значение из-за катастрофических последствий вулканических извержений. Наибольший интерес для выяснения особенностей современного вулканизма представляют исследования располагающихся в северо-восточной части острова Сулавеси взаимосвязанных структур кальдеры Тондоно и вулканов Локон и Сопутан, при формировании которых активное участие принимали базитовые магмы.

Условия современного базитового магматизма острова Сулавеси были выяснены с помощью петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов. Основой исследований послужили образцы, отобранные Сафоновой И.Ю.

Основной объем данных по физико-химическим параметрам базитового магматизма острова Сулавеси получен в результате анализа вкрапленников и находящихся в них расплавных включений в базальтах вулкана Локон. Для выяснения роли базитового магматизма в общей картине современного вулканизма острова Сулавеси были использованы оригинальные данные по андезитам кальдеры Тондоно и дацитам вулкана Локон, а также информация по базальтам вулкана Сопутан [1].

Петрохимический анализ позволил установить основные закономерности эволюции составов современных эффузивных пород северо-востока острова Сулавеси, выражающиеся в падении концентраций TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO при росте SiO_2 .

По распределению РЗЭ базальты острова Сулавеси, показывая накопление легких компонентов, близки к графикам базальтов известково-щелочной серии. Для андезитов и дацитов выделяются европиевые минимумы на фоне общего накопления легких лантаноидов и их спектры близки к графикам пород известково-щелочной серии. На спайдер-диаграмме спектры базальтов острова Сулавеси наиболее близки базальтам известково-щелочной серии. Обращает на себя внимание наличие отчетливых минимумов по Nb и Ta, а также максимума по Sr. Спектры андезитов близки к данным андезита известково-щелочной серии. При этом они образуют четкие минимумы по Nb и Ta. Для дацитов видны минимумы по Nb, Ta и Ti.

По соотношению $TiO_2 - FeO$ клинопироксены из всех типов эффузивов острова Сулавеси находятся в области островодужных пироксенов. Данные по минералам из андезитов и дацитов перекрываются, отличаясь от большинства пироксенов из базальтов, обогащенных железом и титаном. Часть клинопироксенов из дацитов близка к пироксенам из бонинитов. Вкрапленники плагиоклаза из эффузивов острова Сулавеси располагаются на едином тренде. Фенокристаллы из базальта образуют отдельную группу с минимумом калия и максимумом An (битовнит-анортит). В группе, отвечающей по составу лабрадору-битовниту, присутствуют минералы из базальта и дацита. Плагиоклазы из андезита соответствуют андезину-лабрадору.

Расплавные включения были изучены во всех типах современных эффузивов северо-востока острова Сулавеси: в базальтах, в андезитах и в дацитах.

В случае **базальтов** вулкана Локон было установлено, что составы гомогенных стекол прогретых включений из вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза соответствуют породам нормальной щелочности. В целом, они образуют единую

компактную группу, перекрывающуюся с полем стекол негретых гомогенных включений в оливине соседнего вулкана Сопутан. Фактически от этой группировки идет эволюция расплавов, фиксируемая трендами составов современных эффузивов острова Сулавеси. На диаграмме CaO – MgO стекла включений в клинопироксене из базальта вулкана Локон формируют одну группу. Частично перекрываясь с данными по стекловатым включениям в оливине соседнего вулкана Сопутан, они обладают максимальными содержаниями магния и располагаются в начале тренда эволюции расплавов с фракционированием клинопироксена. По соотношению элементов (TiO₂, FeO, MgO, CaO) с SiO₂ изученные включения в клинопироксене и в плагиоклазе из базальтов вулкана Локон также образуют в основном одну компактную группу (с относительно максимальными значениями этих компонентов), перекрывающуюся с полем стекол негретых гомогенных включений в оливине вулкана Сопутан.

Для **андезитов** кальдеры Тондоно включения в пироксенах на диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO₂ показывают тренд накопления щелочей, отличающийся от распределения компонентов во включениях из плагиоклазов, для которых наблюдается падение щелочей. В целом стекла включений в клинопироксене отражают эволюцию расплавов (с падением CaO и MgO), начинающуюся от составов включений из вкрапленников в базальтах, связанную с фракционированием пироксенов. При этом, тренды расплавных включений в клинопироксене из андезитов отмечают падение Ti, Fe, Mg, Ca и накопление Al и Na при росте SiO₂. Включения в плагиоклазе показывают иную тенденцию: увеличение Ti, постоянство Fe и Mg при падении Al и Na.

Вкрапленники **дацитов** вулкана Локон, судя по составам стекол расплавных включений, в отличие от базальтов и андезитов образовывались из фактически единого насыщенного щелочами и кремнеземом кислого расплава. Обращает на себя внимание отсутствие явной связи с данными по включениям в базальтовых вкрапленниках и трендов эволюции расплавов (от андезитов до риолитов), установленных для включений в минералах андезитов. Составы стекол включений в минералах из дацитов приурочены к группе включений из андезитов с минимальными содержаниями компонентов (Ti, Fe, Mg, Ca) и близки к данным по стеклам из негретых включений во вкрапленниках из риолитов кальдеры Медвежья (остров Итуруп).

Для определения *PT*-условий кристаллизации вкрапленников пироксена использована программа WinPLtb [2]. Состав расплава оценен на основе анализа гомогенных стекол прогретых включений.

Установлено два уровня глубин кристаллизации клинопироксена из **базальтов** вулкана Локон: 20.6-14.5 (1150-1130°C) км и 13-6 км (1145-1105°C). Эти промежуточные очаги, в которых формировались пироксены из базальтов, практически сливаются, образуя единую магматическую колонну (зону кристаллизации). Данные результаты говорят об относительно быстром подъеме базальтовой магмы с глубин ее генерации и при ее кристаллизации, без задержек на промежуточных уровнях.

Расчеты для **андезитов** кальдеры Тондоно показали, что кристаллизация клинопироксена происходила в двух промежуточных магматических очагах (23.4-14.6 км и 11.5-7.8 км, 1150-980°C) с периодами постоянных давлений при существенном падении температуры, что способствовало процессам фракционирования в отличие от базальтов, для которых подъем магмы без задержек в промежуточных очагах приводил к сохранению исходных составов глубинных расплавов.

Расчетное моделирование в случае **дацитов** вулкана Локон свидетельствует о том, что клинопироксены кристаллизовались на глубинах 20-14 км и при температурах 1035-970°C. Эти параметры совпадают с условиями низкотемпературной глубинной кристаллизации пироксенов из андезитов, отличаясь от высокотемпературных базальтовых и андезитовых очагов. Наличие во вкрапленниках плагиоклаза первичных

сингенетичных флюидных и расплавных включений свидетельствует о фазовой сепарации (вскипании) расплава при падении давления, связанной наиболее вероятно с быстрым подъемом магмы.

Использование данных по составам стекол расплавных включений в клинопироксене и в оливине из базальтов вулканов Локон и Сопутан совместно с сейсмотомографической информацией дало возможность оценить параметры генерации первичных расплавов для современного вулканизма острова Сулавеси [3]. Было выяснено, что первичные мантийные расплавы для базальтов острова Сулавеси формировались на глубинах: 100-90 км (1550-1510°C) и 80-60 км (1470-1415°C). На сейсмотомографических разрезах эти интервалы располагаются на границах зон с интенсивными гипоцентрами землетрясений. Верхняя область магмогенерации находится в начале развития разогретых корней вулкана Сопутан [3].

В целом, расчетное моделирование позволило рассмотреть следующую модель развития базальтовых магматических систем острова Сулавеси. Образование первичных мантийных расплавов происходило на глубинах 100-60 км. Кристаллизация минералов в поднимающейся магме происходила на глубинах 20.6-14.5-6 км. Эти характеристики глубинных расплавов северо-востока острова Сулавеси практически полностью совпадают с параметрами развития магматизма Курильских островов [4].

Основные выводы

1. Вкрапленники клинопироксена в базальтах северо-востока острова Сулавеси кристаллизовались при температурах 1150-1105°C из глубинных расплавов на двух промежуточных уровнях (20.6-14.5 км и 13-6 км), формирующих фактически магматическую колонну с относительно быстрым подъемом исходной мантийной магмы, образовавшейся на глубинах 100-60 км.

2. Клинопироксены в андезитах северо-востока острова Сулавеси кристаллизовались из изменяющихся по составу от андезитов до риолитов магм в двух промежуточных магматических очагах (23.4-14.6 км и 11.5-7.8 км, 1150-980°C) с периодами постоянных давлений при существенном падении температуры, что способствовало фракционированию расплавов.

3. Формирование минералов из дацитов северо-востока острова Сулавеси происходило при участии насыщенных щелочами и кремнеземом кислых расплавов. Глубинные условия кристаллизации клинопироксенов (20-14 км, 1035-970°C) сменялись резким падением давления при быстром подъеме расплава к поверхности.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№№ 122041400057-2 и 122041400044-2).

1. Kunrat S.L. Sopotan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. Ph.D. thesis, 2017, 119 p.

2. Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. v. 87 (2), p. 149-172.

3. Котляров А.В., Яковлев А.В., Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А. Условия генерации глубинных магм в районе острова Сулавеси, Индонезия (данные по сейсмотомографии и термобарогеохимии) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции, Иркутск, 18-21 октября 2022 г. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. Выпуск 20, с. 147-148.

4. Иванов Б.В. Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1990. 213 с.

АРХЕЙСКИЕ ГИПЕРБАЗИТЫ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Докукина К.А.¹, Конилов А.Н.¹, Пожиленко В.И.², Ван К.В.³

¹Геологический институт РАН, Москва

dokukina@mail.ru

²Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

³Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

Продукты современного мантийного магматизма имеют базальтовый состав, а средний состав континентальной коры носит андезитовый характер. Это парадокс состава континентальной коры имеет несколько возможных решений. Были предположения, что изначально базальтовый состав континентальной коры был модифицирован в результате химического выветривания [1] или с добавлением небольших фракций мантийных расплавов [2]. Была предложена модель, предполагающая изменение магматического потока от мантии во времени [3], от преобладающего кремневого в архее до базальто-андезита в постархейский период, благодаря чему современный валовый состав континентальной коры представляет собой интегрированное среднее. Альтернативный подход заключается в том, что континентальная кора была сформирована из базальтовых магм, но была модифицирована путем удаления мафических и ультрамафических кумулатов из нижней коры обратно в мантию во время или вскоре после возникновения континента. [4]. Высоко-магнезильные андезиты, в том числе адакиты, образованные в алеутской дуге, имеют составы, близкие к средней коре [5]. Другой тип решения парадокса состава коры, предложенный в, заключается в том, что поток магм от мантии к коре является андезитовым по составу, и поэтому никакого парадокса нет. Считается, что эти породы образованы из расплава, отделившегося от океанического слэба, погружавшегося в зону субдукции, и прореагировавшего с вышележащим мантийным клином [5], хотя и это мнение не является общепринятым [6]. Эта модель имеет важное значение для понимания того, как могла образоваться архейская кислая кора [7].

В пределах мезо-неоархейской Беломорской эклогитовой провинции имеются геологические свидетельства геодинамических обстановок, типичных для тектоники литосферных плит, такие как офиолиты, породы надсубдукционной метасоматизированной мантии, продукты островодужного магматизма и высокобарические комплексы субдукционного происхождения (эклогиты), гнейсы андезитового и адакитового состава. Взаимоотношения между гарцбургитами, гранатовыми пироксенитами, эклогитами и вмещающими ТТГ гнейсами Беломорской эклогитовой провинции предполагает возможность генетической связи между этими породами.

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция, структурно связанная с Центрально-Беломорским зеленокаменным поясом (сутурной зоной), включает две эклогитовые ассоциации, размещенные среди тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов: Салминскую ассоциацию субдукционного типа и Гридинский комплекс эклогитизированных мафитовых даек. Протолит эклогитов Салмы представлял собой расслоенный комплекс переслаивающихся габбро, Fe-Ti габбро и троктолитов и был сформирован 2.9 млрд лет назад в процессе эволюции медленно-спредингового хребта, подобного современному Юго-Западному Индийскому хребту. Погружение океанического комплекса в зону субдукции и метаморфизм эклогитовой фации связаны с интервалом времени от ~2.87 до ~2.82 млрд лет. Инъекции мафитовой магмы в кору активной окраины, результатом которых стало формирование Гридинского дайкового

роя, были непосредственно связаны с погружением спредингового хребта в зону субдукции ~2.87 млрд лет назад. В результате расслаивания коры активной окраины 2.87-2.82 млрд лет назад ее нижняя часть также была вовлечена в субдукцию. При коллизионных событиях, последовавших за закрытием океана 2.82-2.78 млрд лет назад, субдуцированная кора подверглась высокобарному метаморфизму. Итогом коллизионных событий стало объединение Кольского и Карельского кратонов в единую континентальную массу.

В процессе геологического картирования Енского сегмента Беломорской эклогитовой провинции В.И. Пожиленко было выявлено широкое распространение (около 80 участков) в разной степени регрессивно измененных реликтов архейских субдукционных эклогитов ассоциации Салмы; а также несколько десятков тел метаморфизованных ультрабазитов, залегающих конкордантно среди протяженных пластовых тел амфиболитов по эклогитам среди гнейсов ТТГ состава. Гипербазиты, гранатовые пироксениты и эклогиты часто присутствуют в одних и тех же обнажениях в тесной связи с вмещающими их ТТГ гнейсами.

Гипербазиты представлены метасоматизированными дунитами, гарцбургитами и приуроченным к ним прослоям гранатовых пироксенитов. Гарцбургиты состоят из оливина (#Mg 0.84-0.83), ортопироксена (#Mg 0.84-0.83), хромистой шпинели (#Mg 0.14-0.19, #Cr 0.50-0.51, TiO₂ 1.22-1.65 вес. %), доломита, замещаемого кальцитом, амфиболом, серпентина с магнетитом, хлорита и талька, встречается халькопирит и пентландит. В линейных областях проработки флюидом по породе развивается дендровидный агрегат клинопироксена и кальцит. Гранат-пироксеновые прослои представлены пиропистым гранатом (Alm₃₇Prp₄₀Grs₁₇Sps₆), магнезиальным клинопироксеном (#Mg 0.85-0.88), ортопироксеном (#Mg 0.68-0.76), магнезиальным амфиболом. Шпинель в данных породах характеризуется меньшим содержанием хрома и высокой магнезиальностью (#Mg 0.58-0.64, #Cr < 0.1).

Гарцбургиты наиболее магнезиальные породы (#Mg 0.84-0.89), относительно всех остальных основных и кислых пород в ассоциации эклогитов Салмы, характеризуются высокими содержаниями MgO (до 34 вес. %), Cr (до 2300 ppm), Ni (до 2000 ppm), низкими содержаниями кремнезема (SiO₂ 35-46 вес. %), CaO (до 4 вес. %), TiO₂ (до 0.2 вес. %). По малым и рассеянным элементам гарцбургиты характеризуются наиболее деплетированными составами, обогащением в Rb, Ba, Sr, наличием положительной Sr аномалии, отрицательной Eu аномалией, низкими содержаниями Zr и Hf, низкими содержаниями РЗЭ. Гранатовые пироксениты имеют базитовый состав (SiO₂ 45-50 вес. %) и высокую магнезиальность (#Mg 0.62-0.77).

Эклогиты имеют габбровый состав и характеризуются плоскими спектрами распределения РЗЭ N-MORB типа. ТТГ гнейсы принадлежат к натриевому ряду (Na₂O/K₂O ≥ 1.5) магматических пород и варьируют по составу от кварцевых диоритов до высокоглиноземистых (Al₂O₃ > 15%) трондьемитов. Содержания главных и редких элементов в ТТГ гнейсах и в гранат-кианитовых жилах в целом характерны для современных адакитов: SiO₂ > 56%, Al₂O₃ > 15%, Mg# = 0.45-0.53, Sr/Y > 40, La_N/Yb_N > 20 [8].

Взаимоотношения между ультрабазитами, базитами и гнейсами Беломорской эклогитовой провинции предполагает возможность генетической связи между этими породами, которая может отвечать модели, сформулированной в работе [Lee et al., 2007], и частично решает проблему парадокса андезитового состава коры континентального типа. Андезитовые расплавы могли формироваться из расплавов базальтового состава, сформированных в результате частичного плавления метасоматизированной мантии путем удаления плотных гранатовых пироксенитов, сформированных при метаморфизме нижнекоревых кумулатов фракционированных базальтовых расплавов во время

формирования континентальной дуги. Также нельзя исключить формирование ТТГ гнейсов в результате отделения андезитовых и адакитовых расплавов от океанического слэба, погружавшегося в зону субдукции и реагирующих с вышележащим мантийным клином [4].

Работа выполнена в рамках Государственного задания ГИН РАН, г. Москва (проект № 0120145918)

1. Albarede, F. The growth of the continental crust // *Tectonophysics*, 1998. V. 296. P. 1 – 14.
2. O’Nions R.K., McKenzie D.P. Melting and continent generation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998. V. 90. P. 449–456.
3. Rollinson H. Secular evolution of the continental crust: Implications for crust evolution models // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008. V. 9. I. 12. CiteID Q12010
4. Lee C.-T. A., Morton D.M., Kistler R. W., Baird A. K. Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: From island arcs to accretion and continental arc magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007. V. 263. P. 370–387.
5. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust, in *Treatise on Geochemistry 3.18*, edited by H. D. Holland and K. K. Turekian, pp. 593–659, Elsevier, 2003, New York.
6. Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006. V. 243. P. 581–593.
7. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalitetrondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid relationships and some implications for crustal evolution, *Lithos*, 2005. V. 79. P. 1–24.
8. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab derived tonalite-dacite adakite magmas // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*. 1996. V. 58. P. 205-215.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ КАРБОНАТИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Дорошкевич А.Г.^{1,2}, Саватенков В.М.³, Прокопьев И.Р.¹, Избродин И.А.¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
doroshkevich@igm.ru*

²*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

³*Институт Геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

Изучение щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов дает уникальную возможность для понимания проходящих метасоматических мантийных процессов и возникновения тектонических условий внутриплитного растяжения, а также в связи с ролью щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов в формировании крупнейших месторождений полезных ископаемых (Nb, РЗЭ, Р и F).

Неопротерозойские щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы широко распространены на южной окраине Сибирского кратона, в их число входят комплексы Восточно-Саянской щелочной провинции (Белая и Средняя Зима, Тагна, Жидой, Ярминская рудная зона) и Алдано-Станового щита (Арбарастах, Ингили, Горное Озеро). Комплексы являются рудоносными на Nb, Zr, РЗЭ, Р и другие полезные компоненты. Имеющиеся опубликованные геохронологические данные свидетельствуют, что формирование этих комплексов происходило в сравнительно узком возрастном интервале - 654-632 млн лет.

Nd и Sr изотопные характеристики разновидностей пород комплексов отражают доминирующее участие источника деплетированной мантии. Имеющиеся незначительные вариации Nd и Sr изотопных составов могут быть обусловлены коровой контаминацией. Этот вариант выглядит маловероятным из-за высоких концентраций стронция и РЗЭ в породах комплексов по сравнению с породами коры и появление подобной изотопной гетерогенности требует значительной доли ассимилированного вещества континентальной коры (40-70%). Несомненно, это является аномальным для магматического процесса.

Другой причиной, которая может обусловить наблюдаемую Sr и Nd изотопную вариацию в различных породах щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, может быть взаимодействие двух источников: нижняя (астеносферная) и субконтинентальная литосферная мантия. Подобный механизм рассматривался при изучении изотопно-геохимических характеристик щелочно-ультраосновных комплексов Ильбокич и Чадобец, расположенных в западной части Сибирского кратона [1]. Различие в изотопных характеристиках между литосферной и астеносферной мантией является менее значимыми по сравнению с таковым между мантией и древней континентальной корой. Это может объяснять незначительные вариации в изотопных характеристиках пород щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов юга Сибирского кратона.

По данным [2], формирование неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов юга Сибирского кратона связано с плюмовым процессом и распадом суперконтинента Родиния. Плюмовая активность также сопровождалась образованием дайковых роев долеритов, расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий и гранитоидов в юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона в период 780–725 млн л (Иркутская изверженная провинция), дайкового роя Франклина в интервале 727–721 млн лет в северной Лаврентии [2]. Очевидно, что временной разрыв между магматическими

событиями 780–725 и 657–632 млн лет значителен и, по-видимому, коррелирует с различными процессами. Мы предполагаем, что щелочной магматизм на рубеже 657–632 млн лет, вероятно, контролировался тектоническими процессами, не связанными с плюмовой активностью, сопровождавшей формирование таких крупных изверженных провинций как Иркутская и одновозрастная Франклин в северной Лаврентии на рубеже 780–725 млн.

Считается, что формирование низкой степени частичного плавления глубинных щелочных карбонатитовых расплавов не требует избыточного мантийного тепла. Некоторые авторы [3, 4] предположили, что движение плит во время раскола континентов может быть одним из наиболее важных факторов для подъема щелочных расплавов из конвективной верхней мантии. Таппе с соавторами [3, 4] предложили модель, согласно которой в результате раскола континентов и сопровождающегося рифтогенеза происходит подъем астеносферы на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Это приводит к низкой степени частичного плавления в CO₂-содержащих условиях и сопровождается образованием карбонатитоподобного расплава, продуцирующего карбонат-флогопитовые жилы. Продолжающееся перемещение кратонной геотермы вверх позволяет переплавить эти жилы, а образовавшиеся калиевые силикатно-карбонатные расплавы просачиваются в мантийный перидотит, вызывая его частичное плавление и образование первичного карбонатизированного щелочного силикатного расплава, продуцирующего щелочные карбонатитовые комплексы.

Геология районов изучена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН (122041400241-5) и ГИН СО РАН (AAAAA21-121011390002-2). Петролого-геохимические исследования неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов проводились за счет средств гранта РНФ 23-17-00098.

1. Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V., Dubinina E.O., Chugaev A.V., Lebedeva N.M., Yudin D.S., Larionova Y.O., Abersteiner A., Gareev B.I., Batalin G.A. Sr-Nd-Pb Isotopic Systematic and Geochronology of Ultramafic Alkaline Magmatism of the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the Sub-Continental Lithospheric Mantle Related to Subduction and Plume Events // *Lithos* 2020. V.364–365, 105509.
2. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladykin N.V. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data on geochronological studies of ultramafic alkaline complexes in the southern framing of the Siberian craton // *Doklady Earth Sciences*. 2005. V. 404(7), p. 1031–1036
3. Tappe S., Romer R.L., Stracke A., Steinfeldt A., Smart K.A., Muehlenbachs K., Torsvik T.H., Sources and mobility of carbonate melts beneath cratons, with implications for deep carbon cycling, metasomatism and rift initiation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. v. 466, p. 152–167.
4. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Heaman L. M., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. 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. V. 47, p. 1261-1315

ЗОНАЛЬНОСТЬ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ КАМПТОНИТОВЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА

Егорова В.В.¹, Изох А.Э.¹, Шелепаев Р.А.¹

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

Дайковые комплексы широко проявлены в различных геодинамических обстановках и используются исследователями для решения различных петрологических, геодинамических и палеомагнитных задач. В ряде случаев дифференцированные серии даек можно связывать с поступлением магм из питающих систем, дифференциация которых происходила в глубинных промежуточных камерах. Если имеются геологические данные о последовательности внедрения даек, что отражает фракционирование родоначальной магмы, можно проследить последовательность кристаллизации, смену минеральных парагенезисов и поведение летучих компонентов в конкретной питающей системе. По минералам вкрапленникам имеется возможность оценить последовательность и характер дифференциации в промежуточной камере. В тоже время кристаллизация основной массы в отдельной дайке отвечает квазизакрытой системе, что позволяет оценить ход кристаллизации *in situ* и поведение летучих компонентов.

Камптонитовые дайки агардагского комплекса (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) приурочены к зоне сочленения Сангиленского жесткого блока и агардагского задугового бассейна. Выделяется более 30 даек камптонитов, которые достаточно широко варьируют по составу, при этом встречаются и сложные комбинированные дайки, в которых в качестве второй фазы выступают лейкократовые породы сиенитового состава. Все дайки имеют вертикальное падение, субширотное простирание и являются самыми молодыми по отношению ко всем плутоническим породам Западного Сангилена. Датирование, проведенное Ar-Ar методом по мегакристаллам биотита и амфибола, показало их ордовикский возраст – 440-447 млн. лет [1]. Особенностью химического состава камптонитов являются высокие содержания TiO_2 (до 3 мас. %), P_2O_5 (до 1,2 мас. %) и щелочей (до 6 мас. %), особенно K_2O (до 3 мас. %), а также LILE (Ba, K, U, Th) и HFSE (Zr, Nb, Ta) при содержании SiO_2 38-42 мас.%. В лейкократовых породах содержания SiO_2 возрастают до 50-53 мас.%, щелочей – до 7-12 мас. %.

Дайки содержат ксенолиты мантийных и коровых пород. При изучении габброидных ксенолитов, выносящихся дайками камптонитов, было показано наличие промежуточных камер на границе Мохо и в коре Западного Сангилена, где происходило фракционирование базальтовых расплавов [2]. Помимо ксенолитов дайки содержат мегакристаллы оливина, клинопироксена, амфибола, флогопита, титаномагнетита и K-Na полевого шпата. Сами дайки сложены тонко- и мелкозернистыми породами с вкрапленниками зонального клинопироксена, флогопита и иногда оливина. Основная масса сложена клинопироксеном, керсутитом, флогопитом, нефелином, содалитом, а также апатитом и рудными минералами. Для основной массы характерна типично лампрофировая структура с идиоморфными темноцветами и ксеноморфными сильно измененными силикатными минералами. Минералогические особенности камптонитов изучались ранее в ряде работ [3, 4, 5]. С целью оценить последовательность и характер дифференциации щелочнобазальтоидного расплава на разных уровнях кристаллизации нами были изучены клинопироксены мегакристовой ассоциации, клинопироксены вкрапленников и основной массы камптонитов, так как именно клинопироксен является сквозным минералом во всех дайках.

Клинопироксены мегакристовой ассоциации из даек камптонитов представляют собой кристаллы размером от 1 до 6 см. Клинопироксены имеют зональное строение. Внутренние ядерные часть кристаллов по составу отвечают высокоглиноземистому авгиту, ядра не зональные, бесцветные. Магнезиальность (Mg#) в ядрах разных кристаллах варьирует от 76 до 86 ат.%. Для ядер характерны высокие содержания Al_2O_3 8,6-10 мас.%, TiO_2 (1-2 мас.%) и Na_2O (1,5-2 мас.%), которые возрастают по мере уменьшения магнезиальности. Содержание хрома во всех ядрах крайне низкое. От клинопироксенов из ксенолитов лерцолитов и пироксенитов (Mg#89-91), вынесенных теми же камптонитами, они отличаются меньшим Mg#, большими содержаниями TiO_2 и меньшими Cr_2O_3 . Клинопироксены из габброидных ксенолитов в отличие от клинопироксенов из камптонитов содержат меньше TiO_2 (0,3-0,9 мас.%), Al_2O_3 (2-7,5 мас.%) и Na_2O (0,3-1 мас. %). Краевые зоны мегакристов клинопироксенов имеют розовую окраску, еще больше обогащены титаном (до 4 мас.%) и по составу отвечают клинопироксенам из основной массы камптонитов.

Клинопироксены вкрапленников также зональные. Ядерные части вкрапленников бесцветные с Mg# от 72 до 84 ат.%, и содержанием Al_2O_3 5-8 мас.%, TiO_2 1-2 мас.% и Na_2O 0,5-1 мас.%. Краевые зоны вкрапленников обогащены титаном (2,5-4 мас.%) и по составу отвечают клинопироксенам из основной массы. Клинопироксены из основной массы по составу отвечают авгитам и титанавгитам с Mg# от 60 до 79 ат.%, содержат до 6 мас.% титана, но содержат меньше Al_2O_3 (1,8-5 мас.%), в сравнении с ядерными частями мегакристаллов и вкрапленников. Некоторые зерна вкрапленников имеют сложную зональность. Так для одного вкрапленника установлены три зоны, которые отчетливо видны в сканирующем микроскопе. Внутренняя ядерная часть имеет плато по магнезиальности равной 84 ат.%. В промежуточной зоне Mg# резко снижается до 77-78 ат.% и образуется ступень, а в краевой части кристалла наблюдается снижение Mg# от 74 до 60 ат.%. Одновременно со снижением магнезиальности падает содержание натрия и растет содержание титана и края вкрапленника отвечают уже титанавгиту, сходному по составу с клинопироксенами основной массы.

Для мегакристаллов и вкрапленников с помощью клинопироксенового барометра [6] были оценены давления формирования. Мегакристаллы кристаллизовались при давлении 10-11 кбар, что отвечает глубинам границы коры и литосферной мантии для Западного Сангиленга [2]. Для ядерных частей вкрапленников установлены два интервала давлений 8-10 и 5-7 кбар. Для вкрапленника со сложной зональностью установлено, что его ядерная часть формировалась при давлениях 9-10 кбар, промежуточная зона при 6-7 кбар. Для краевых зон давления формирования соответствуют кристаллизации основной массы. По геологическим данным определено, что образование даек происходило при давлениях 2-3 кбар. Таким образом, установлено, что фракционирование расплавов, исходных для камптонитовых даек происходило на разных глубинах в промежуточных камерах. При этом характерное для ядер мегакристаллов и вкрапленников возрастание титана, натрия и алюминия по мере уменьшения магнезиальности минералов указывает на внутрикамерную дифференциацию кристаллизующегося расплава в каждой промежуточной камере.

Исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 23-27-00224.

1. Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы – свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // Докл. РАН, 2001, т. 378, вып. 6, с. 794-797.

2. Egorova V. V., Volkova N. I., Shelepaev R. A., Izokh A. E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Mineralogy and Petrology*, 2006, V. 88, pp. 419–441.
3. Кебезинская П.К. Характер зональности амфиболов камптонитовой дайки нагорья Сангилен (Тува) и её происхождение // *Сборник научных трудов молодых специалистов*, 1984, М.: МГУ, с. 15-17.
4. Панина Л.И., Михалева Л.А., Смирнов С.З., Моторина И.В. Генезис пятнистых камптонитов юга Тувы // *Геология и геофизика*, 1992, № 1, с. 98-104.
5. Панина Л.И., Михалева Л.А., Смирнов С.З., Моторина И.В., Поспелова Л.Н. Химизм минералов как следствие смешения расплавов // *Геология и геофизика*, 1994, № 1, с. 118-128.
6. Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // *Contribution to Mineral Petrol*, 1999, V. 135, pp. 62–74.

ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МАССИВА БОГДО (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)

**Жмодик С.М., Травин А.В., Лазарева Е.В., Юдин Д.С., Белянин Д.К.,
Толстов А.В., Добрецов Н.Н.**

*¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
zhmodik@igm.nsc.ru*

В арктической зоне Сибири восточнее Анабарского щита известно несколько выявленных и прогнозируемых по геофизическим данным массивов щелочных пород с карбонатитами томторской группы: Томтор, Богдо, Промежуточный, Буолкалах, Чюэмпэ, Уэле, образующих крупную щелочно-карбонатитовую магматическую провинцию [1-3 и др.]. Вмещающими щелочные массивы породами являются известняки, доломиты, терригенные метаморфизованные породы неопротерозойского (NP₁-NP₃) возраста, которые перекрываются пермского возраста континентальными, юрскими морскими и четвертичными рыхлыми отложениями. Положение массивов контролируется меридиональной рифтогенной структурой («Уджинским сводом») с пересекающими её трансформными разломами. На теневых моделях рельефа и космических спектрзональных снимках отчетливо выявляется, что положение Томторского и Богдинского массивов ограничено кольцевыми структурами, которые осложнены зонами разломов субширотного (Томторский массив) и северо-восточного направления (массив Богдо). В магнитном и гравитационном полях щелочные массивы выделяются положительными аномалиями. Массив Богдо расположен 20–40 км севернее наиболее крупного Томторского массива щелочных пород и карбонатитов и является одним из относительно слабо изученных объектов, вскрытых скважинами колонкового бурения.

Среди пород массива Богдо выделяются: крупнозернистые лейкократовые светло-серой или зеленовато-серой окраски полевошпат-нефелиновые сиениты (рисчорриты) пойкилитовой структуры с пироксеном, биотитом, амфиболом, сфеном; средне- и мелко-зернистые биотит-эгириновые либнеритовые сиениты, сложенные темно-серыми с красно-коричневыми идиоморфными зернами либнерита (псевдоморфозы микрозернистого серицит-нефелинового агрегата по нефелину), К-Ва-полевым шпатом, меланитом; псевдо-лейцитовые нефелиновые сиениты, светло-серого цвета пятнистой пойкилитовой структуры карбонатизированные с симплектитам и нефелин-полевошпатовыми агрегатами. Породы относятся к группе фельдшпатоидных пород основного состава, но с высокими концентрациями Al₂O₃ (20.5 - 23.6 мас.%), Na₂O+K₂O (12.3 - 17.4 мас.%), с преобладанием K₂O и низкими – CaO (1.08 - 3.5 мас.%), MgO (0.27 - 0.78 мас.%) и FeO_{tot} (2.52 - 4.2 мас.%). На диаграмме SiO₂ – Na₂O+K₂O породы соответствуют нефелиновым сиенитам (основным фойдолитам и фойдитам) и нефелин-содалитовым кумулатам.

По разработанной методике [4] в ИГМ СО РАН (Новосибирск) методом ступенчатого прогрева с использованием кварцевого реактора с малоинерционной печью внешнего прогрева проведено ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирование минералов массива Богдо. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометрах «Микромас 5400» и «Аргус». Расчет значений возраста плато проводился с использованием программы Isoplot [5]. В возрастных ⁴⁰Ar/³⁹Ar спектрах всех изученных образцов наблюдается кондиционное плато. Сводка полученных датировок собрана на диаграмме (рис. 1), где по оси ординат приведена температура закрытия соответствующей изотопной системы, рассчитанная на основе определенных в лабораторных экспериментах кинетических параметров [6]. Датировки, соответствующие изотопным системам, минералам с

различной степенью устойчивости формируют на диаграмме три отчетливо разделяющихся возрастных кластера.

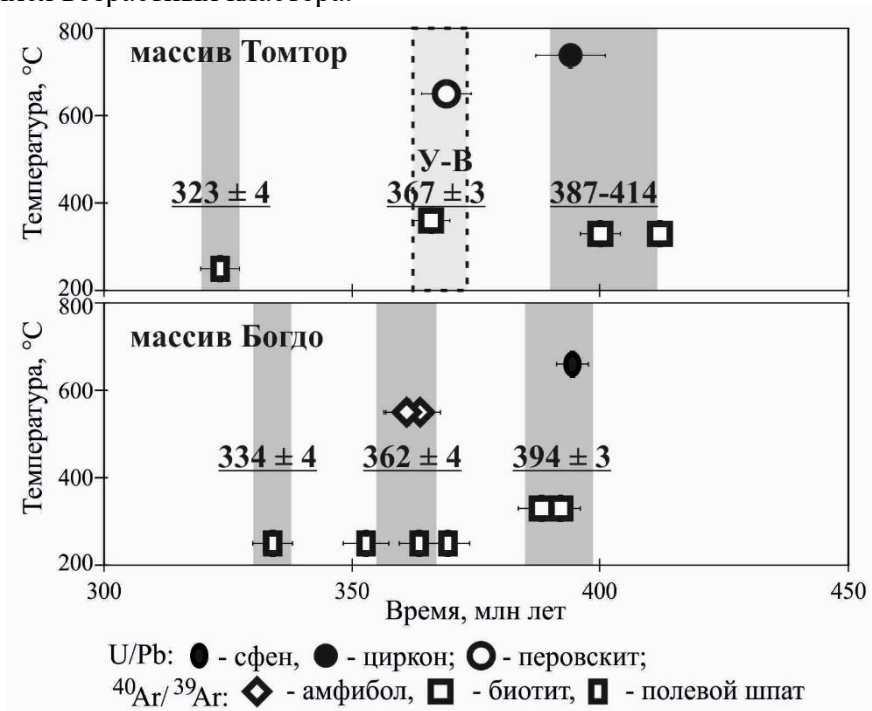


Рис.1. Сводная термохронологическая диаграмма (палеозойский этап) для минералов из пород массива Томтор [2,3] и кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (У-В со светлым фоном) [8] (сверху); для щелочных пород массива Богдо (снизу). U/Pb датировка сфена дана по [3].

По биотиту из образца псейдолейцитового сиенита Бог-1, а также, - из образца рисчоррита Бог-18 получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки, согласующиеся с полученным ранее U/Pb методом (SHRIMP-II) возрастом по сфену [3], но при этом несколько сдвинутые в меньшую сторону. Минимальная «омоложенность» изотопной системы биотитов свидетельствует о малой интегральной интенсивности поздних наложенных воздействий. Согласованность столь различающихся устойчивостью изотопной системы датировок является дополнительным критерием достоверности и подтверждением ранее сделанного вывода о возрасте формирования щелочных магматических пород массива Богдо, равном 394 ± 3 млн лет [3]. Возраст этого этапа согласуется с возрастом девонского этапа формирования магматических пород массива Томтор (рис. 1) [2]. Следующий возрастной кластер формируется тремя $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками по амфиболу из рисчоррита (образец Бог-18) и из либнеритовых сиенитов (образцы Бог-6, Бог-14). Среднее взвешенное по трем датировкам – 362 ± 4 млн лет. С полученным по амфиболам значением возраста согласуются датировки по трем калиевым полевым шпатам (КПШ) из этих же образцов. Наблюдается, казалось бы, парадоксальное соотношение между датировками по минералам образца Бог-18. По биотиту, характеризующемуся значительно меньшей устойчивостью изотопной системы получена более древняя датировка, чем по амфиболу и КПШ из этого же образца. Это может быть связано с тем, что первично магматический амфибол, в отличие от биотита, во время наложенного гидротермального воздействия испытал избирательную трансформацию кристаллической структуры. Сохранность изотопной системы биотита свидетельствует в пользу кратковременности наложенного воздействия. Возраст этого этапа согласуется с возрастом кимберлит-карбонатитового магматизма Сибирской платформы и формирования алмазоносных трубок [8]. Для КПШ из образца псевдолейцитового

сиенита Бог-1 получена $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка, значительно меньшая по сравнению с U/Pb датировкой по сфену, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкой по биотиту из этого же образца, а также – по сравнению с датировками по всем изученным образцам. Учитывая сохранность изотопной системы биотита из этого же образца, а также – калиевых шпатов из образцов Бог-18, Бог-6, Бог-14, наложенное гидротермально-термическое воздействие должно было характеризоваться невысокой интенсивностью. Достоверность фиксации позднего события подтверждается и результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования КППШ из ультракалиевых пород массива Томтор [7].

Таким образом, изотопными данными реконструируется сложная, трехэтапная история становления пород массива Богдо. Девонский период формирования массивов Томтор и Богдо связывается с воздействием Вилуйского плюма на восточный край Сибирского кратона. Важно заметить, что близкий возрастной интервал наблюдается для формирования пород Кольской щелочной провинции [9].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-63-10017). Определение: U-Pb-возраста сфенов методом SHRIMP-II проведено при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-18-70109_Арктика); $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста минералов кимберлитов и Томторского массива при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (гос. задание ИГМ СО РАН № 122041400193-7, 122041400171-5).

1. Эрлих Э.Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы // ЗВМИ. 1964. Ч. ХСШ, вып. 6. С. 682-693.
2. Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследований // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 195-199.
3. Dobretsov N. L., Zhmodik S. M., Lazareva E. V., Tolstov A. V., Belyanin D. K., Surkov O. N., Dobretsov N. N., Rodionov N. V., Sergeev S. A. U-Pb Age of Sphene and the Petrochemical, Mineralogical, and Geochemical Features of Alkaline Rocks of the Bogdo Complex (Arctic Siberia) // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 489, part 1. P. 1352–1357.
4. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
5. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.6 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 4. 2008. 76 p.
6. Hodges K.V. Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems // In: Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2004. P. 263–292.
7. Добрецов Н.Л., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Пономарчук В.А., Травин А.В., Мягкая И.Н., Толстов А.В., Карманов Н.С. Ультракалиевая порода Томторского комплекса щелочных пород и карбонатитов (Арктическая Сибирь) // ДАН. 2020. Т. 495. № 2. С. 23-27.
8. Юдин Д.С., А.А. Томиленко, А.В. Травин, Агашев А.М., Похиленко Н.П., Орихаши Ю. Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данные // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 91-93.
9. Rodionov N.V., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Balashova Yu.S., Belyatsky V.V., Arzamastsev A.A., Sergeev S.A. U-Pb SHRIMP-II ages of titanite and timing constraints on apatite-nepheline mineralization in the Khibiny and Lovozero alkaline massifs (Kola Peninsula) // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59. P. 962–974.

ОБ ОТОБРАЖЕНИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ОНДУМ-ТАННУОЛЬСКОГО АРЕАЛА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА), В АНОМАЛЬНОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

Зюзин Ю.М.¹, Леснов Ф.П.², Звягин Е.М.¹, Кадыр-оол Ч.О.³

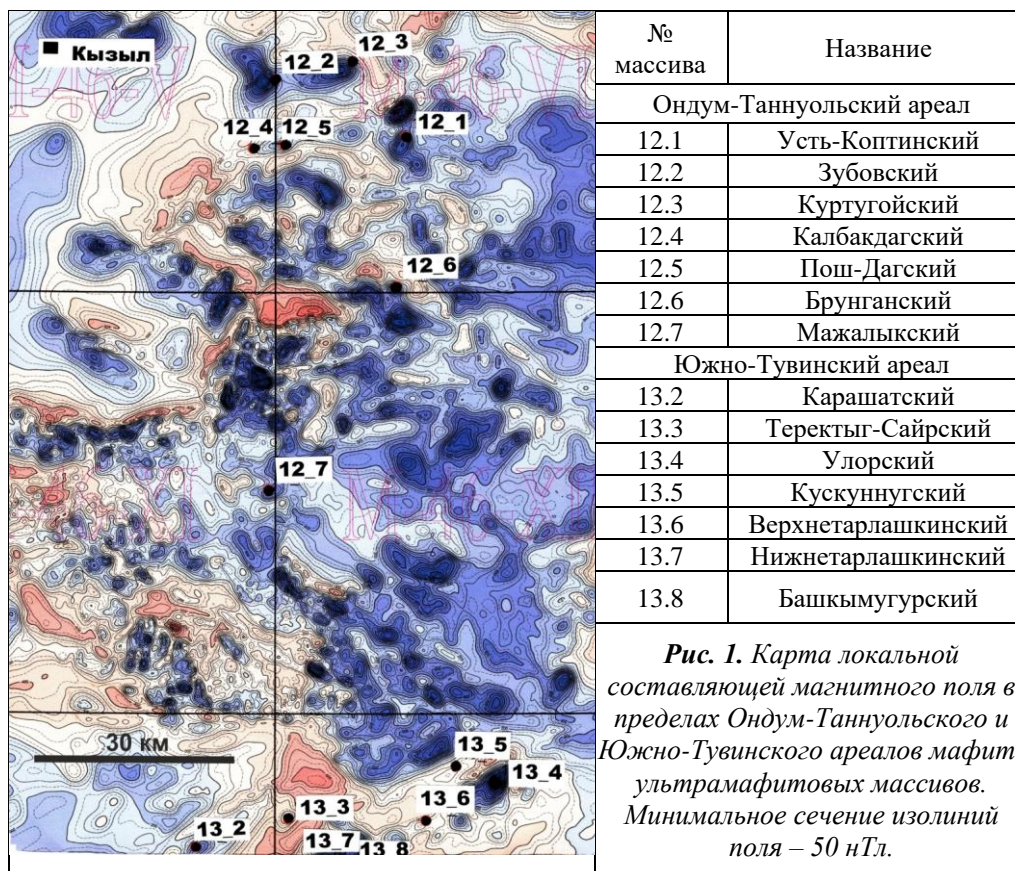
¹Сибирский научно-исследовательский институт геологии геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

zuzin54@mail.ru

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

³Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл

Аномальное магнитное поле Юго-Восточной Тывы сильно дифференцировано и характеризуется сложным строением, морфологической разнохарактерностью аномалий, аномальных зон и областей. При рассмотрении амплитудно-частотного спектра поля выделяется три группы аномалий, из которых наиболее многочисленная имеет амплитуды от 100÷200 до 300÷500 нТл и значения глубин верхних кромок источников до 0,5 км. Эти магнитные массы разнообразны по форме, невелики в поперечнике (1÷2 км) и иногда образуют линейные структуры протяженностью до 50 км, ширина этих «цепочек» до 5 км [1]. На рассматриваемой площади часть аномалий пространственно совмещена с закартированными телами базитов и гипербазитов, в том числе мафит-ультрамафитовыми массивами Ондум-Таннуольского и отчасти Южно-Тувинского ареалов (рис. 1). Ультрамафиты представлены в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, перцолитами, верлитами, а также серпентинитами, которые в той или иной мере обогащены вторичным магнетитом [2].



Была поставлена задача на основе имеющихся данных спрогнозировать наличие слепых тел мафит-ультрамафитового состава. Для этой цели использованы находящиеся в открытом доступе [1] карты локальных аномалий магнитного и высокочастотной

составляющей гравитационного полей в пределах номенклатур М-46-ХІ и –ХІІ. В качестве объективного критерия выделения искомых аномалий выполнена совместная классификация обоих полей методом К-средних. Классификация полей реализована в пакете программ COSCAD (автор А.В. Петров).

Исследованная совокупность аномальных полей разделяется на семь классов, однородных по комплексу признаков, к которым в данном случае относятся величины и знаки локальных компонент полей (рис. 2). Поскольку породы мафит-ультрамафитового состава характеризуются повышенными магнитными и плотностными свойствами, их массивы создают максимумы того и другого поля. Следовательно, поисковым критерием в данном случае является тесное совмещение в плане аномалий потенциальных полей. Аномалии, предположительно отвечающие искомым массивам, выделены, главным образом, по их принадлежности к классам 5 и 7, далее учтены интенсивность аномалий обоих полей и их облик (изометричный либо брахиформный). Выделено 15 аномалий (рис. 3), включая 12.7 (Мажалыкский массив) и 12.6 (Брунганский массив). Были проведены экспресс-подборы размеров тел и их петрофизических параметров – плотности (σ) и магнитной восприимчивости (κ) в пакете программ GM-SYS, а также решения прямых задач от тел заданных физических размеров с подбором σ и κ до совпадения расчетной кривой с измеренной. При этом были приняты следующие граничные условия: а) глубина верхней кромки тел – первые сотни метров, на аномалии 12.7 – первые метры; б) тела имеют штокообразную форму; в) глубина нижней кромки тел – 6–8 км (рис. 4).

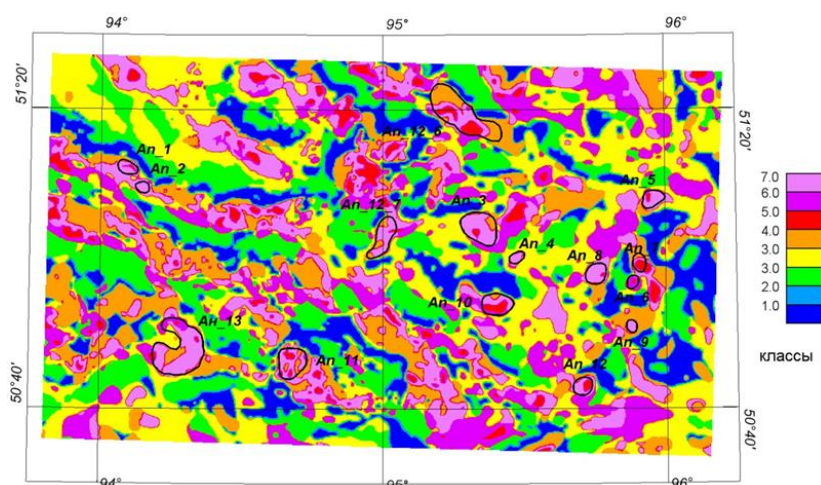


Рис. 2. Контуры аномалий, выделенных с помощью классификации полей

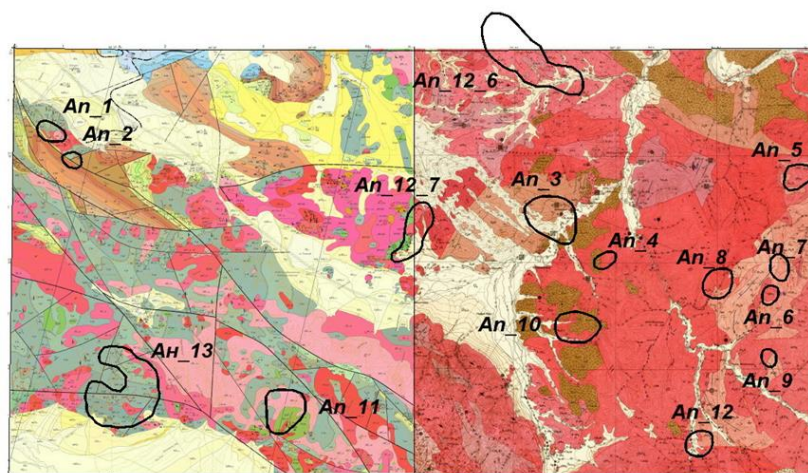


Рис. 3. Контуры выделенных аномалий на геологической карте

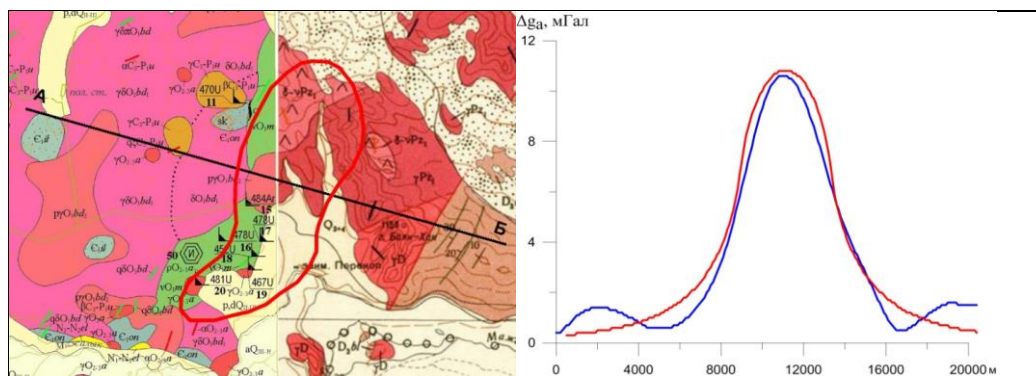


Рис. 4. Измеренное и расчетное поле силы тяжести над Мажалыкским массивом. Слева: выкопировка из геологической карты масштаба 1:200 000; А-Б – линия расчетного профиля; 2красный контур – аномалия 12.7, выделенная по признаку принадлежности к классу 7. Справа: синий график – локальная аномалия силы тяжести по профилю АБ, красный график – расчетное поле силы тяжести от модели с параметрами: вертикальный эллиптический цилиндр, глубина верхней кромки 10 м, нижней 6000 м, избыточная плотность +0,11 г/см³

По результатам проведения исследований установлено следующее: а) избыточная плотность геологических объектов варьирует в пределах 0,10 – 0,16 г/см³. Сокращение вертикальных размеров тел до высоты нижней кромки, равной 4 км, влияет незначительно и требует приращения плотности не более чем на 0,01-0,02 г/см³. Таким образом, средняя плотность возмущающих тел с учетом плотности вмещающих пород не превышает 2,83 г/см³. Можно предположить, что на снижение плотности оказала влияние обширная серпентинизация, так как плотность 2,77–2,83 г/см³ не вполне характерна даже для габброидов; б) магнитная восприимчивость потенциальных объектов достигает 2500-3000×10⁻⁶ ед. СГС. С некоторой долей достоверности по результатам подборов можно сделать вывод о зональном строении рассматриваемых предположительно мафит-ультрамафитовых массивов; в) определение глубины верхних кромок массивов по аномалиям магнитного поля методами касательных дает не вполне достоверные результаты, так как при гридировании (то есть приведении цифровых массивов значений полей в регулярную сеть) аномалии несколько «расплываются», в результате чего расчетные глубины получаются сравнительно завышенными. Их величины можно рассматривать только в оценочном варианте, как предельно большие. С учетом высот съёмочных полетов они составят 600-800 м; г) аномалия 12.7 (Мажалыкский массив) с небольшим смещением к юго-востоку практически совпадает с его геологически закартированным контуром. Смещение аномалии относительно контуров массива на дневной поверхности может свидетельствовать об его общем падении в юго-восточном направлении; д) аномалия 11 соответствует закартированный и выходящий на эрозионный срез массив габброидов; е) аномалия 13 расположена в поле кембрийских отложений, пронизанных многочисленными дайками долеритов, и соответствует Доштуг-Адырской концентрической структуре.

Таким образом, отметим, что часть аномалий, пространственно не совмещенных с закартированными массивами, возможно, обусловлена телами серпентинизированных ультрамафитов, находящимися на небольших глубинах и не обнажающихся на современном эрозионном срезе, что может свидетельствовать о более широком распространении мафит-ультрамафитовых массивов на территории Тувы, чем это установлено по результатам ее геологического картирования. При этом не исключено, что ряд аномалий обусловлен магнитовозмущающими объектами другой природы. Возможно, в перспективе появятся необходимые условия для проверки выявленных магнитных аномалий посредством картировочного бурения.

1. Триколиди Г.Ю. и др. Гравиметрическая съёмка и подготовка к изданию Государственных гравиметрических карт масштаба 1:200 000 на территории Дальневосточного и Сибирского федеральных округов в 2017-2019 гг. Книга 4. Росгеолфонд, инв. номер 538124.

2. Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч. К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО». 2019. 350 с.

МАЛОСУЛЬФИДНОЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЕВЕРНЫЙ КАМЕННИК В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ КАК ПРИМЕР ТРАНСГРЕССИВНОЙ СТРУКТУРЫ

Иванов А.Н., Грошев Н.Ю., Корчагин А.У.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапиты

a.ivanov@ksc.ru

Выявление на территории Кольского региона серии малосульфидных месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) является крупнейшим достижением отечественной геологии начала XXI века [1]. Малосульфидные месторождения составляют основу минерально-сырьевой базы ЭПГ в мире [2]. Для начала освоения этих месторождений в России наряду с увеличением минерально-сырьевой базы требуется более глубокое понимание процессов формирования рудных концентраций и изучение перераспределения оруденения в платиноносных рифовых толщах [3].

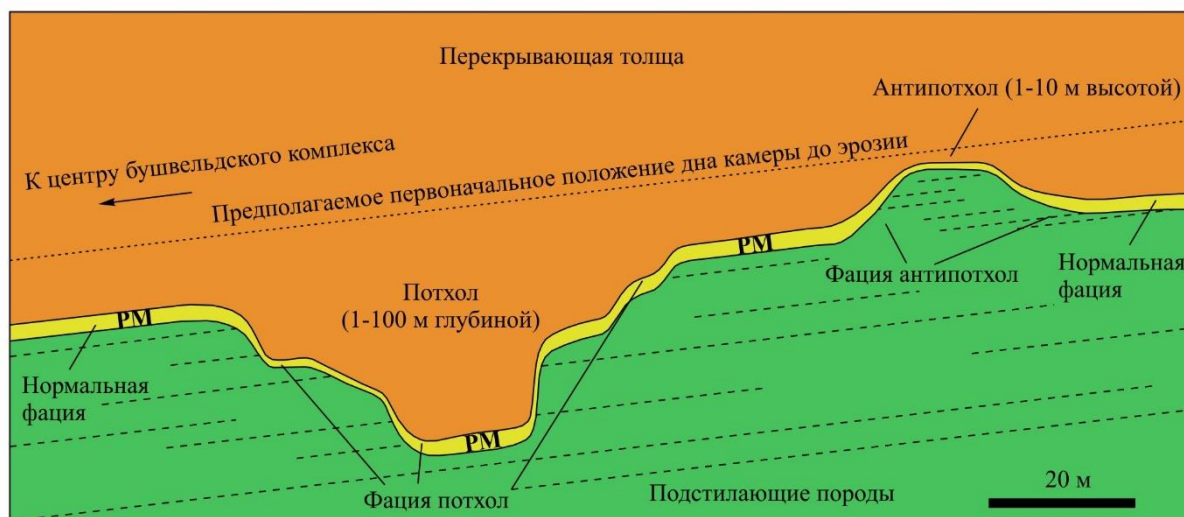


Рис. 1. Схематичный обобщенный разрез, иллюстрирующий трансгрессивные взаимоотношения рифа Меренского (РМ) с подстилающими породами, с изменениями по [4].

Процессы малосульфидного платинометалльного рудообразования наиболее детально изучены в рифе Меренского, Бушвельдский комплекс, ЮАР [2, 4]. Характерной и во многом загадочной особенностью рифа, протягивающегося на многие сотни километров при средней мощности всего лишь один метр, являются так называемые «потхолы» (potholes), или рытвины, обусловленные трансгрессивно-интрузивным проникновением порции горячей рудоносной магмы в полосчатые толщи и эрозией подстилающих кумулатов (рис. 1). Трансгрессивные структуры рифа Меренского, усложняя моноклиналиное залегание рудных тел, являются предметом разносторонних исследований [2, 4].

Северный платинометалльный риф Западно-Панского массива (ЗПМ), вмещающий несколько малосульфидных месторождений [5, 6], является ближайшим аналогом рифа Меренского на территории Кольского полуострова. Северный риф представляет собой ряд минерализованных уровней мощностью первые метры, ассоциирующих с Нижним расслоенным горизонтом (НРГ). В восточной части ЗПМ, на месторождении Киевей, этот горизонт имеет ритмично-расслоенное строение, обусловленное чередованием анортозитов, габброноритов, норитов, пироксенитов и, реже, оливиновых пород. Как правило, выделяется четыре ритма общей мощностью около 40 м, образующие

нормальную фацию НРГ с платинометальным оруденением в подошве всех следующих за первым ритмов. Формирование ритмов связывается с последовательным пополнением камеры рудоносным расплавом [2]. Фациальные вариации НРГ в пределах месторождения Киевей ограничиваются выклиниванием третьего и последующих ритмов при выдержанном по простиранию и падению основном рудном теле и моноклинальном общем залегании с падением на юг под углом 30° .

При разведке месторождения Северный Каменник [6] на западном фланге Северного рифа были установлены широкие вариации углов падения основного рудного тела (от 25° до 50°), которые указывают на различия в геологическом строении НРГ на этом участке. В отличие от месторождения Киевей на Северном Каменнике исчезают повторяющиеся меланократовые слои. В результате этого без пироксенитов и норитов НРГ теряет контрастный характер своего строения и выделяется в монотонном разрезе массивных габброноритов по чередованию преимущественно мезократовых и лейкократовых пород, в которых трудно выделить отдельные ритмы.

В результате снизу вверх по разрезу можно выделить нижний, средний и верхний подгоризонты. Нижний подгоризонт мощностью примерно 10 м характеризуется преобладанием габброноритов такситовой текстуры, обусловленной широкими вариациями зернистости пород (от мелко-среднезернистых до пегматоидных). Такситовые габбронориты чередуются с относительно массивными, образующими прослой мощностью от 0,3 до 2 м. Большую часть трехметрового среднего подгоризонта составляют лейкократовые породы, представленные мелко-среднезернистыми лейкогабброноритами или лейкогаббро. Оливиновые нориты и габбронориты образуют прослой до 0,5 м. Отмечается прослой крупно-среднезернистых пойкилитовых габброноритов. Верхний подгоризонт мощностью около 13 м сложен преимущественно среднезернистыми массивными габброноритами. Вблизи основания подгоризонта отмечаются прослой и пятна анортозитов размером до первых десятков см, далее вверх по разрезу мощность этих прослоев постепенно снижается до долей см. Кровля НРГ условная и проводится по исчезновению сантиметровых соскюритизированных плагиоклазовых нодулей в габброноритах.

Наличие такситовых габброноритов в НРГ на участке Северный Каменник вместе с отсутствием базального кумулятивного норит-пироксенитового слоя, развитого почти повсеместно в нормальных фациях НРГ, свидетельствуют о высокой подвижности поступившей вновь магмы на этом участке рифа. Движущаяся горячая магма, прогревая, эродируя и частично расплавляя подстилающие породы, выработала в них углубления, напоминающие русла потоков (рис. 2) или потхолы рифа Меренского (рис. 1). Предположительно, впоследствии углубления были заполнены кристаллической кашей, на которую продолжал воздействовать поток более поздних рудоносных магматических импульсов. В конечном счете это приводило к перекристаллизации первичных кумулятов с образованием такситовых текстур и пегматоидов, дифференциации мигрирующего вниз сульфидного расплава и его просачиванию, в том числе, ниже подошвы НРГ.

Распределение фаций НРГ, образующих углубления в нижележащих кумулатах (рис. 2, б), в большинстве случаев соответствует распространению кондиционных руд основного рудного тела (рис. 2, а.). Таким образом, явно развитые трансгрессивные структуры НРГ, устроенные подобно потхлоам рифа Меренского аккумулируют в себе большую часть платинометального оруденения одного из участков месторождения Северный Каменник.

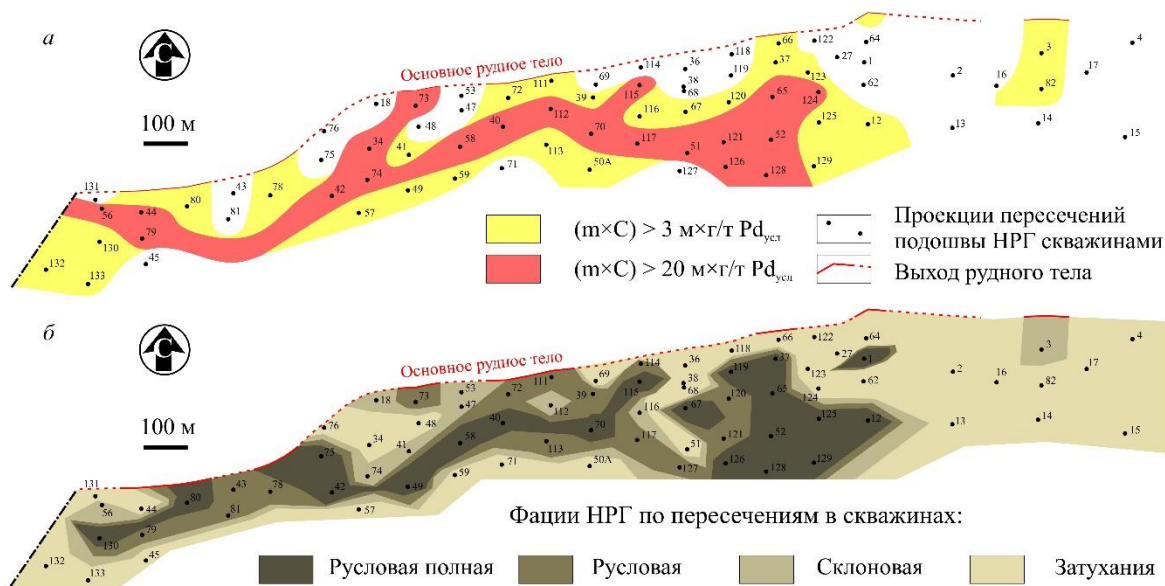


Рис. 2. а – Проекция основного рудного тела западного объекта месторождения Северный Каменник на горизонтальную плоскость при бортовом содержании $Pd_{уст}$ 3 г/т до глубины 250 м, по [6] с изменениями. **б** – Распределение фаций НРГ в той же проекции.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053.

1. Митрофанов Ф. П. и др. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. 55(5). С. 357-373.
2. Naldrett A. J. Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Springer Science & Business Media. 2013. 727 p.
3. Додин Д. А., Чернышов Н. М., Чередникова О. И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: Геоинформмарк. 2001. 302 с.
4. Latypov R., Chistyakova S., Page A., Hornsey R. Field evidence for the in situ crystallization of the Merensky Reef // Journal of Petrology. 2015. 56(12). P. 2341-2372.
5. Корчагин А.У. и др. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения / Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основы устойчивого развития Севера. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 12–32.
6. Корчагин А.У. и др. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2016. № 1. С. 42–51.

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Изох А.Э.¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
izokh@igm.nsc.ru*

Разработана методика формационного анализа расслоенных габброидных массивов, позволяющая проводить палеогеодинамические реконструкции в глубоко эродированных складчатых поясах, которая включает: 1 – оценку состава родоначального расплава и физико-химических условий его кристаллизации, включая давление; 2 – моделирование процессов кристаллизации с использованием программ “Comagmat”, Melts; 3 – геохронологические исследования для определения времени становления массивов (U-Pb метод (по циркону или баделлииту) и Ar-Ar (по амфиболу и (или) биотиту)); 4 – исследование геохимических и изотопно-геохимических особенностей пород; 5 – сопоставление геохимии и изотопии с одновозрастными вулканическими ассоциациями; 6 – выяснение пространственного размещения синхронных габброидных и гранитоидных ассоциаций. Предложены новые индикаторы для реконструкций палеогеодинамических обстановок для складчатых поясов

На основе многолетних исследований в Сибири, в Монголии и в Казахстане показано, что расслоенные ультрамафит-мафитовые ассоциации (УММА) проявляются в различных геодинамических обстановках: в океанических, в островодужных, аккреционно-коллизионных и внутриплитных. При этом наиболее продуктивными в отношении Cu-Ni и платинового оруденения являются центральные области крупных изверженных провинций не только на кратоне, но и в его складчатом обрамлении.

Для офиолитов MORB типа и задуговых бассейнов характерны дунит-троктолит-габбровые ассоциации, кристаллизация которых происходит при низких давлениях (Кокпектинский массив Южного Урала), тогда как при повышенных давлениях формируются дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые ассоциации (Карашатский массив Тувы) [1]. Геохимические отличия полосчатого комплекса офиолитов задуговых бассейнов от офиолитов MORB типа проявляется в наличии минимумов по Ta, Nb, Zr и Hf на спайдер диаграммах. Для них также характерна ассоциация с дунит-гарцбургитовым комплексом, тогда как для офиолитов открытого океана характерны лерцолиты.

Низкотитанистые низкощелочные высокоглиноземистые расслоенные габброиды, обладающие надсубдукционными геохимическими характеристиками, являются индикаторами палеосубдукционных зон. Особенности размещения таких перидотит-габбровых массивов, их минералого-геохимический состав, возраст и изотопные характеристики показывают, что они представляют собой промежуточные камеры островодужных вулканических серий. По их размещению можно реконструировать положение палеосубдукционных зон [2]. По совместному расположению одновозрастных островодужных расслоенных ультрамафит-мафитовых ассоциаций и разных типов плагиогранитов можно реконструировать не только положение палеосубдукционных зон, но и направление их погружения [3].

Для западного сектора ЦАПП обоснован крупный этап аккреционно-коллизионного мантийного магматизма, проявление которого фиксируется в конце кембрия–ордовике. По особенностям петрохимического и геохимического состава ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации этого этапа чрезвычайно разнообразны. Во многих террейнах аккреционно-коллизионного ансамбля установлены расслоенные

низкотитанистые низкощелочные высокоглиноземистые ультрабазит-базитовые интрузии, которые по геологическим особенностям и геохимическим характеристикам неотличимы от островодужных высокоглиноземистых перидотит-габбровых ассоциаций. Их отнесение к коллизионному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований. Широкое проявление разнообразного ультрабазит-базитового магматизма в террейнах с различной мощностью и историей развития литосферной мантии позволяет для ордовикского этапа провести сопоставление особенностей геохимического состава базитовых магм и построить качественную модель взаимодействия плюма и литосферной мантии [4].

На юге Сибирского кратона и его складчатом обрамлении внутриплитный ультрамафит-мафитовый магматизм проявился в широком возрастном интервале от палеопротерозоя до мезозоя. При этом наиболее продуктивными в отношении Cu-Ni и платинового оруденения являются возрастные рубежи, связанные с крупными изверженными провинциями [5,6,7]. Позднепалеопротерозойский этап (1880—1865 млн лет) рудоносного ультрамафит-мафитового магматизма проявлен на западе Алданского щита - чинейский комплекс (Чинейский, Луктурский и Верхне-Сакуканский массивы), в Селенгино-Становой зоне (габбро-анортозиты Кенгурак-Сергачинский массив), на Шарыжалгайском выступе (Малозаодойский массив). Единственным примером позднемезопротерозойского этапа является Среднечеремшанский массив Шарыжалгайского выступа, с которым связано Cu-Ni оруденение. Возраст массива 1258 ± 5 млн лет, что позволяет коррелировать его формирование с крупной изверженной провинцией Маккензи в Канаде.

Неопротерозойскому этапу (725 млн лет) на юге Сибири отвечает формирование Йоко-Довыренского расслоенного массива в Северном Прибайкалье, сопровождающегося Cu-Ni оруденением (Озерное месторождение) и малосульфидной ЭПГ минерализацией. В Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона часть долеритовых даек северо-западного простирания (нерсинский комплекс) имеет тот же возраст. Аналогичный возраст получен Р.Эрнстом для слаборудоносного Верхнекингашского массива кингашского комплекса (725 млн лет) [6]. Следует отметить для Cu-Ni руд Кингашского массива установлены высокие содержания ЭПГ. В центральной части Восточного Саяна также установлены проявления ЭПГ-Cu-Ni сульфидных руд, связанных с ультрамафит-мафитовыми массивами. На этой территории выделены три рудных узла (Барбитайский, Удинско-Бирюсинский и Бирюсинско-Тагульский). Для Тартайского массива получен возраст 718 млн лет [8] (Подлипский и др.). Синхронность возрастных данных и положение массивов позволяет сопоставлять их с Франклинской LIP Северной Лаврентии [6].

1. Изох А.Э., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Формационный анализ расслоенных ультрабазит-базитовых ассоциаций и реконструкция геодинамических условий их образования // Сб. Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения – Екатеринбург. 2000. С. 5-25

2. Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565.

3. Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной

части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470-508.

4. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177.

5. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 9, с. 1159—1187

6. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.

7. Мехоношин А.С., Эрнст Р.Е., Сёдерлунд 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

8. Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В. Минералого-геохимические особенности Тартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология рудных месторождений, 2015, т. 57, № 3, с. 195—220.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОЛОСЧАТЫХ ГАББРОИДОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

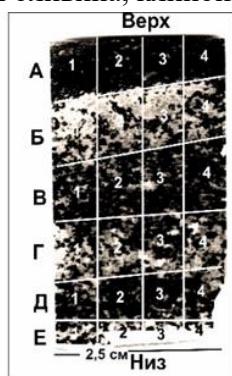
Кадыр-оол Ч.О.¹, Леснов Ф.П.², Королюк В.Н.², Ойдуп Ч.К.¹, Монгуш А.А.¹

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

На территории Тувы распространены разнотипные мафит-ультрамафитовые массивы, среди которых выделялись те, которые принято относить к офиолитовой ассоциации [1, 2; и др.], а также те, которые рассматриваются в качестве дифференцированных или расслоенных интрузивов [3, 4; и др.]. В качестве одного из важнейших отличительных признаков расслоенных интрузивов принято считать присутствие в них пород с параллельно-полосчатой текстурой. Расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы были выделены в мажалыкский комплекс (по названию его петротипа – Мажалыкского массива).

В течение длительного времени генезис расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов было принято рассматривать в рамках гипотезы внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации базальтоидного расплава. При этом постулировался механизм, согласно которому по мере охлаждения расплава происходила ритмичная смена минеральных парагенезисов и химического состава осаждавшихся минералов по мере перехода от низов магматической камеры к ее верхней зоне, то есть от высокотемпературных разновидностей минералов к их менее высокотемпературным разновидностям. Однако, по мере накопления новых данных по видовому и химическому составу сосуществующих минералов из перемежающихся «слоев» полосчатых пород мафит-ультрамафитовых массивов, полученных современными локальными аналитическими методами анализа, становится все более очевидным, что получаемые результаты не поддаются удовлетворительной интерпретации в рамках гипотезы кристаллизационно-гравитационной дифференциации базальтоидного расплава. С тем, чтобы достичь прогресса в решении указанной проблемы, мы выполнили детальное изучение состава оливинов, клинопироксенов и плагиоклазов из полосчатого оливинового габбро на примере его образца из Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива, который, как отмечено выше, принято считать расслоенным интрузивом. Для этого из коренного обнажения массива с помощью алмазной пилы выпилили брусок этой породы длиной 17 см, длинная ось которого была ориентирована перпендикулярно ее полосчатости. Из фрагмента этого бруска (обр. М-1а-1) изготовили пластинку-препарат, в которой находились пять узких и разных по количественно-минеральному составу «слоев», химический состав сосуществующих минералов из которых детально проанализировали с применением микрозонда. По минеральному составу эти «слои» соответствовали плагиоклазсодержащему верлиту («слой» А), троктолиту («слои» Б и Е), меланократовому («слои» В и Д) и мезократовому («слой» Г) оливиновым габбро (рис. 1). Для удобства ориентирования в пределах препарата под микрозондом каждый «слой» разделили на четыре четырехугольника, в которых проанализировали составы минералов. В каждом четырехугольнике определяли состав 3–4 зерен оливина, клинопироксена и плагиоклаза, в меньших количествах анализировали зерна амфибола и серпентина. Благодаря такому приему, удалось



выяснить, отличаются ли составы одноименных минералов из разных «слоев» породы, а также определить, находятся ли эти минералы в химическом равновесии. Охарактеризуем далее особенности морфологии и химического состава минералов.

Рис. 1. Микрофотография пластинки-препарата параллельно-полосчатого оливинового габбро (обр. М-1а-1), в минералах из «слоев» которого определяли их химический состав. А – плагиоклазсодержащий верлит; Б – троктолит; В, Д – меланократовое оливиновое габбро; Г – мезократовое оливиновое габбро.

Оливин (80 анализов) во всех «слоях» породы представлен неравномерно распределенными и резко ксеноморфными зернами, которые пронизаны сетью магнетит-серпентиновых прожилков, обуславливающих их петельчатую структуру. Вдоль контактов некоторых зерен оливина с плагиоклазом наблюдались прерывистые узкие реакционные каймы. Вдоль границ с оливином они сложены клинопироксеном, а вдоль границ с плагиоклазом – амфиболом. Во всех «слоях» оливин имеет одинаковый химический состав, который по содержанию фаялитового минала соответствует хризолиту (табл. 1).

Табл.1. Средние содержания компонентов и их стандартные отклонения в оливинах из отдельных «слоев» полосчатого оливинового габбро, мас. %.

«Слой»	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	CaO	NiO	Fe [#] , %
А	38,58;0,30	38,34;0,67	22,48;0,54	0,34;0,004	0,030;0,008	0,112;0,009	25
Б	38,49;0,18	38,00;0,22	22,84;0,29	0,34;0,009	0,037;0,010	0,108;0,005	25
В	38,71;0,27	38,38;0,29	22,66;0,28	0,35;0,005	0,026;0,008	0,111;0,003	25
Г	38,38;0,23	38,05;0,22	22,81;0,17	0,34;0,008	0,034;0,010	0,105;0,007	25
Д	38,53;0,36	38,33;0,20	22,57;0,17	0,34;0,003	0,027;0,004	0,105;0,001	25

Примечание. Средние содержания компонентов рассчитаны по результатам 16 анализов в каждом «слое». $Fe^{\#}, \% = 100 * Fe / (Mg + Fe)$.

Клинопироксен (69 анализов) несколько уступает оливину по количеству зерен во всех «слоях» породы. Он обычно представлен короткопризматическими зернами, реже совместно с амфиболом слагает реакционные каймы вдоль границ зерен оливина с зернами плагиоклаза. Зерна минерала из разных «слоев» почти не отличаются по химическому составу, который соответствует авгиту (табл. 2). Средние значения коэффициентов распределения SiO₂, MgO, FeO и MnO между зернами сосуществующих оливинов и клинопироксенов из разных «слоев» породы имеют очень близкие значения (табл. 3).

Табл. 2. Средние содержания компонентов и их стандартные отклонения в клинопироксенах из отдельных «слоев» полосчатого оливинового габбро, мас. %

«Слой»	А	Б	В	Г	Д
SiO ₂	50,96;0,54	51,48;0,33	51,54;0,22	51,43;0,38	51,20;0,33
TiO ₂	0,56;0,04	0,51;0,05	0,48;0,02	0,49;0,05	0,52;0,03
Al ₂ O ₃	3,07;0,13	2,81;0,06	2,88;0,27	2,89;0,31	3,05;0,07
MgO	16,36;0,00	15,61;0,14	15,38;0,36	15,36;0,12	15,20;0,10
FeO	6,87;0,22	6,99;0,43	6,75;0,43	6,80;0,55	6,89;0,10
MnO	0,14;0,01	0,13;0,01	0,13;0,00	0,12;0,01	0,13;0,01
CaO	22,41;0,21	21,91;0,58	22,09;0,81	22,28;0,63	22,47;0,74
Na ₂ O	0,33;0,04	0,33;0,03	0,35;0,04	0,35;0,02	0,36;0,03
Cr ₂ O ₃	0,23;0,05	0,19;0,08	0,23;0,13	0,18;0,06	0,16;0,07
Σ	99,96;0,20	99,98;0,09	99,82;0,39	99,97;0,27	99,96;0,33
Fe [#] , %	20	20	19	20	20

Примечание. Средние содержания компонентов в клинопироксенах рассчитаны по результатам 10-16 анализов их зерен в каждом «слое». $Fe^{\#}, \% = 100 * Fe / (Mg + Fe)$.

Табл. 3. Средние значения коэффициентов распределения SiO₂, MgO, FeO и MnO между зернами сосуществующих оливинов и клинопироксенов из отдельных «слоев» полосчатого оливинового габбро, мас. %

«Слой»	SiO ₂ _{Кпр} /SiO ₂ _{Ол}	MgO _{Ол} /MgO _{Кпр}	FeO _{Ол} /FeO _{Кпр}	MnO _{Ол} /MnO _{Кпр}
А	1,32	2,34	3,27	2,45
Б	1,34	2,43	3,27	2,62
В	1,33	2,50	3,36	2,67
Г	1,34	2,48	3,35	2,84
Д	1,33	2,52	3,28	2,63

Примечание. Коэффициенты рассчитаны по данным табл. 1 и 2.

Амфибол (5 анализов), представленный в породе в ограниченном количестве, совместно с клинопироксеном слагает прерывистые реакционные каймы вокруг некоторых зерен оливина. Его выделения контактируют с плагиоклазом, в то время как выделения клинопироксена контактируют с оливином. Амфиболы из разных «слоев» породы незначительно отличаются по содержанию химических компонентов, при этом значение параметра Fe[#], % в них несколько выше, чем в сосуществующих клинопироксенах (табл. 4).

Табл. 4. Химический состав амфиболов из отдельных «слоев» полосчатого оливинового габбро, мас. %

«Слой» (№ зерна)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Σ	Fe [#] , %
А(2)	47,85	0,86	7,26	16,72	9,00	0,10	13,82	1,80	0,03	0,166	97,61	23
А(3)	42,53	1,51	11,68	15,80	9,18	0,09	12,45	2,10	0,54	0,247	96,13	25
В(2)	42,47	1,20	12,34	15,52	8,78	0,06	11,96	2,13	0,57	0,164	95,19	24
Г(1)	43,20	2,02	10,65	14,80	10,98	0,06	12,51	2,34	0,38	0,207	97,15	29
Д(2)	49,98	0,40	2,06	15,56	9,57	0,14	19,79	0,25	0,01	0,097	97,86	26

Примечание. Суммы приведены без учета H₂O.

Плагиоклаз (60 анализов). Наибольшее количество зерен плагиоклаза представлено в «слоях» Б и Г, а наименьшее – в «слое» А. Они характеризуются резким ксеноморфизмом. Среднее содержание компонентов в зернах минерала из разных «слоев» породы почти постоянное и соответствует битовниту (табл. 5). Некоторые его зерна по микротрещинам частично замещены вторичным минералом, который, судя по химическому составу, представлен пренином (мас. %): (SiO₂ – 42,23; TiO₂ – 0,01; Al₂O₃ – 26,61; FeO – 0,49; MnO – 0,33; CaO – 24,74; Na₂O – 0,15; K₂O – 0,03; Cr₂O₃ – 0,05). «Слои» оливинового габбро почти не отличаются по значениям коэффициентов распределения SiO₂, Al₂O₃, CaO и Na₂O между сосуществующими клинопироксенами и плагиоклазами (табл. 6).

Табл. 5. Средние содержания компонентов и их стандартные отклонения в плагиоклазах из отдельных «слоев» полосчатого оливинового габбро, мас. %

«Слой»	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	An, %
А	47,57;0,18	33,54;0,24	0,28;0,07	16,95;0,12	1,88;0,08	0,02;0,02	100,24;0,27	83,4
Б	47,22;0,45	33,48;0,21	0,21;0,03	16,94;0,13	1,87;0,01	0,02;0,01	99,73;0,51	83,3
В	47,18;0,88	33,77;0,63	0,23;0,05	17,10;0,69	1,80;0,43	0,01;0,01	100,10;0,26	83,9
Г	47,34;0,34	33,51;0,51	0,23;0,05	16,90;0,25	1,94;0,11	0,03;0,02	99,99;0,42	82,7
Д	47,22;0,83	33,71;0,52	0,22;0,07	17,18;0,47	1,81;0,28	0,02;0,01	100,15;0,53	83,9

Примечание. Средние содержания компонентов в плагиоклазах рассчитаны по результатам 10-16 анализов их зерен в каждом «слое». An, % = 100*Ca/(Ca+Na).

Табл. 6. Средние значения коэффициентов распределения SiO₂, Al₂O₃, CaO и Na₂O между зернами сосуществующих клинопироксенов и плагиоклазами из отдельных «слоев» полосчатого оливинового габбро, мас. %

«Слой»	SiO ₂ _{Кп} /SiO ₂ _{Пл}	Al ₂ O ₃ _{Кп} / Al ₂ O ₃ _{Пл}	CaO _{Кп} / CaO _{Пл}	Na ₂ O _{Кп} / Na ₂ O _{Пл}
А	1,07	0,09	1,32	0,18
Б	1,09	0,08	1,29	0,18
В	1,09	0,09	1,29	0,19
Г	1,09	0,09	1,32	0,18
Д	1,08	0,09	1,31	0,20

Примечание. Коэффициенты рассчитаны по данным табл. 2 и 5.

Серпентин (40 анализов), слагающий прожилки в оливинах, представлен двумя разновидностями. Его выделения из внешних зон прожилков, прилегающих к зернам оливина, содержит в среднем несколько больше FeO (7,13 мас. %) и меньше MgO (38,23 мас. %) по сравнению с разновидностью, слагающей осевые зоны прожилков (FeO – 4,47 мас. %; MgO – 40,61 мас. %). Суммируя полученные данные, подчеркнем, что оливины из всех «слоев» полосчатого оливинового габбро почти не отличаются по химическому составу, который соответствует хризолиту. Они характеризуются низким содержанием NiO и CaO, а также повышенным содержанием MnO. Клиннопироксены из всех «слоев» очень близки по

среднему химическому составу, а также по показателю $Fe^{\#}$, который соответствует авгиту. При этом в минерале из «слоя» А (плагноклазодержащий верлит) среднее содержание MgO несколько выше, чем в его зернах из остальных «слоев». Коэффициенты распределения SiO_2 , MgO , FeO и MnO между сосуществующими оливинами и клинопироксенами из разных «слоев» породы отличаются крайне незначительно, что дает основание предполагать, что эти минералы находятся в химическом равновесии. Средние содержания компонентов в плагноклазах из всех «слоев» почти постоянные и соответствуют битовниту. Результаты исследований и, в частности, почти одинаковый состав минералов из разных по количественно-минеральному составу «слоев» оливинового габбро, не позволяют нам рассматривать Мажалыкский массив в качестве расслоенного интрузива, сформированного в процессе внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации базальтоидного расплава. Следует добавить, что подобные критические замечания относительно генезиса параллельно-полосчатых текстур в породах Мажалыкского массива в свое время опубликовал П.А. Никитчин [5]. Представленные нами новые данные дают основание полагать, что вероятным механизмом образования разных по количественно-минеральному составу, но имеющих почти одинаковые составы минералов «слоев» оливиновых габбро Мажалакского массива была не внутрикамерная кристаллизационно-гравитационная дифференциация мафитового расплава, а механизм просачивания такого расплава и его флюидов по системам субпараллельных трещин кливажа в более древних реститогенных ультрамафитах. Несомненно, что для решения вопроса о генезисе Мажалыкского массива и слагающих его полосчатых пород необходимы дополнительные, как геолого-структурные, так и аналитические исследования, и подходы, в том числе те, которые изложены в публикации [6].

1. Бородина Е.В., Егорова В.В. Состав и петрология Мажалыкского расслоенного габброидного массива, юго-восточная Тыва // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Том 1. Сыктывкар: Геопринт, 2000, с. 23–25.
2. Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В., Зеркалова М.Н., Киреев А.Д. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Изд-во Наука, 1972, с. 130–145.
3. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Какзак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1977, с. 220.
4. Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Кадыр-оол Ч.О. К вопросу о генезисе Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива (Юго-Восточная Тува) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Новосибирск: Изд-во ИГМ СО РАН, 2023, (данный сборник).
5. Никитчин П.А. Об ассоциации ультрабазитовых и базитовых пород в офиолитах Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское книжное издательство, 1981. Выпуск V, с. 78–87.
6. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 136.

ХАРГАНТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПОСЕРПЕНТИНИТОВОГО НЕФРИТА

Кислов Е.В.

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

Харгантинское месторождение нефрита расположено в южных отрогах Хангарульского хребта на высоте 1980-2039 м в верхнем течении р. Оронгодой, в 21 км севернее с. Утаты в Закаменском районе Бурятии. В 1972 г. Центральной геологической партией экспедиции № 123 («Байкалкварцсамоцветы») найдены валуны нефрита по руч. Удачному. В 1973 г. Джидинской партией этой экспедиции обнаружены делювиальные свалы нефрита, в 1973-1979 гг. проведены поисково-оценочные работы с подсчетом запасов. В 1985-2001 гг. велась хищническая добыча нефритовых валунов. В 2001-2014 гг. месторождение обрабатывалось ООО Производственно-технологическое предприятие «Каскад».

Месторождение приурочено к Харгантинскому массиву ультрабазитов цакирского комплекса раннего кембрия (?). Массив в верхнем течении р. Харганта образует вытянутый в СЗ направлении эллипс 9×2.5 км. Массив находится в Хамар-Дабанской структурно-формационной зоне близ Зун-Мурин-Снежинского глубинного разлома. Мощная зона меланжа переработала ультрабазиты и вмещающие породы.

Вмещающие породы относятся к условно средне-верхнерифейской зун-муринской свите. Это кристаллические известняки, слюдисто-карбонатные, эпидот-амфиболовые, биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, хлорит-мусковитовые сланцы и гнейсы, доломиты, кварциты амфиболитовой фации метаморфизма. В районе месторождения они рассланцованы, милонитизированы, бластированы и зачастую представлены олистостромовыми образованиями до $n \times 100$ м. Породы преобразованы в талькиты, тальк-карбонатные, тальк-хлоритовые породы, листовиниты, углеродисто-карбонатные, графитизированные сланцы и известняки.

Массив сложен серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, серпентинитами. Апогаббровые (?) метасоматиты условно отнесены к джидинскому комплексу. Серпентинизация с глубиной уменьшается незначительно. Серпентиниты сложены спутанно-чешуйчатым антигоритом, магнетитом, хромитом, сульфидами. Распространены рассланцованные, осветленные серпентиниты и конглобрекчии серпентинитов. В периферийных частях массива серпентиниты частично или полностью перекристаллизованы в крупнозернистый агрегат пластинчатых зерен антигорита. Кальцит и доломит слагают прожилки и гранобластовые агрегаты. Эндоконтактовые и тектонически ослабленные зоны сложены рассланцованными листовинитами и тальк-карбонатными породами. Тальк (до 72%) образует микрочешуйчатый агрегат, а магнезит - кристаллы размером от 0.п до 1 мм. Контакты массива тектонические с зонами катаклаза, милонитизации, рассланцевания.

Месторождение приурочено к северо-восточному эндоконтакту. Нефритовые жилы пластообразной формы залегают в линзовидных субпараллельных контакту телах тремолититов и гранат-диопсид-клиноцоизитовых родингитов на контакте с антигоритовыми серпентинитами: три жилы – в блоке размером 350×50 м, одна жила – в блоке 75×15 м. В коренном залегании установлено шесть нефритовых жил, образующих положительные формы рельефа - гребни, останцы. Установлено 80 валунов и делювиальных глыб нефрита. Жилы характеризуются небольшими мощностью 0.92-1.17 м и длиной 5.6-29.7 м. Жилы имеют четкие резкие контакты с вмещающими породами, разбиты трещинами отдельности на блоки до 2.1×1.0×1.0 м.

Нефрит обладает неравномерной - пятнистой, струйчатой, зональной и гнездовой окраской травяно-, светло-, темно-, болотно- и серовато-зеленого цвета. Зачастую центральные части блоков слагаются массивным ярким травяно-зеленым нефритом. Периферийные части представлены каймой болотно-зеленого и зеленовато-серого нефрита от 0 до 15-20 см. Структура нефрита скрытокристаллическая, фибробластовая; текстура массивная, излом раковистый, занозистый. Принимает зеркальную полировку с наличием легкой шагрени за счет включений посторонних минералов. Просвечивает до 5 мм. Дефекты: неравномерность окраски, трещиноватость, включения хлорита, хромита, иногда густые, просечки асбеста, тремолитизация, рассланцованность. Дефекты чаще наблюдаются в периферийных частях блоков. Валунный нефрит яркого светло-зеленого и травяно-зеленого до темно-зеленого и черного цвета полируется до зеркального блеска; дефекты – тремолитизация, субпараллельная тектоническая трещиноватость, включения рудных минералов и хлорита.

Метасоматическая зональность по нефритоносной зоне 1 (от центра к периферии): серпентинит, 20 м - талькиты, оталькованные доломиты, 20 м - графитизированный серпентинит, 7 м - нефрит-тремолитовая порода, 0,8 м - графитизированный цоизит с тремолитом и карбонатом, 8 м - клиноцоизит-диопсид-гранатовый родингит, 1,5 м – нефрит, 2 м – тремолитит, 0,3 м – цоизитит, 10 м -серпентинит оталькованный и карбонатизированный, 3,5 м - серпентинит графитизированный и доломитизированный, 7 м - альбит-мусковитовая порода, 12 м.

Нами изучен минеральный, химический и изотопный состав нефрита и сопутствующих пород.

Минеральный состав **серпентинита**: преобладание серпентина, угловатые зерна кальцита, облаковидные агрегаты мелких зерен кальцита, магнезита и магнетита, отдельные мелкие зерна магнетита. В центральной части более крупных зерен магнетита реликты хромита, при этом отмечается постепенное снижение содержания хрома к периферии до нуля. Для магнетита характерны включения и выполнения трещин хлоритом, включения лейстообразных выделений серпентина, зерен андрадита с включениями хлорита. Ксеноморфные зерна хизлевудита замещаются орселитом, иногда полностью, отмечены срастания зерен магнетита и хизлевудита.

Метасоматиты имеют более разнообразный состав. Проанализированы два белых тонкозернистых образца с полевым определением «родингит» и один светло-зеленый «тремолитит». **Первый родингит** гумит-тремолитового состава – преобладает идиоморфный тремолит, зерна гумита ксеноморфные. Характерны мелкие зерна апатита и циркона, встречены тонкие ксеноморфные выделения уранинита – торинита. **Второй родингит** кальцит-тремолитовый. Тремолит образует сноповидные агрегаты игольчатых кристаллов. Ксеноморфные зерна представлены кальцитом, апатитом, кварцем, диопсидом. Отмечены зерна апатита с включением тремолита, диопсида с включениями кальцита и тремолита. «**Тремолитит**» также оказался кальцит-тремолитовой породой, сложенной параллельно-шестоватыми агрегатами идиоморфных кристаллов тремолита. Кальцит и тальк ксеноморфные в интерстициях, мелкий идиоморфный хромит, иногда с цинково-глиноземистой каймой, редко кварц. Кальцит содержит включения титанита и хромита (последние секутся кальцитом), тальк-титанитовые прожилки. Отмечаются зерна пентландита, замещаемые вторичными минералами железа и никеля, иногда полностью. Встречен параллельно-волокнистый агрегат вторичных минералов никеля и железа, кальцита, тремолита и пентландита.

Нефрит состоит из тремолита, отмечен мономинеральный образец. Тремолит спутанно-волокнистый, параллельно-волокнистый с различиями волокон по составу, идиоморфный – более железистый. Отмечен кальцит-тремолитовый агрегат. Обычны зерна хромита, цепочки зерен, иногда вытянутые, как правило, раздробленные. Зерна

хромита однородные по составу, иногда с тонкими оторочками и краями трещинок с повышенным содержанием железа, марганца, цинка. Часто зерна хромита находятся в гнездах, прожилках хлорита, хлорит образует оторочки и выполняет трещины в хромите. Встречен кольцеобразный агрегат зерен хромита. В хромите встречено включение оливина. Агрегаты хлорита иногда содержит идиоморфные удлиненные зерна тремолита.

Гранат гроссуляр-уваровитового ряда встречен в двух образцах из 12. Чаще всего это зональные неправильной формы до амёбовидных зерен гроссуляра, реже уваровита, иногда в пределах одного зерна, в хлорите и тремолите, иногда с включениями хлорита. Циркон образует мелкие зерна в тремолите, отмечено зональное зерно с повышением содержания гафния и кремнезема к периферии с включениями идиоморфного биотита и оторочкой хлорита. Диопсид и фторапатит – единичные находки мелких зерен. Мелкие зерна рутила и титанита с включениями рутила встречены в тремолите. Тонкие жилки барита в тремолите.

Распространен как ксеноморфный, так и идиоморфный эпидот, в том числе содержащий РЗЭ, зональный – к периферии меньше алюминия и железа, больше хрома, либо с пятнистым распределением составов. Находится в тремолите, содержит включения тремолита и кварца, сечется хлоритом. Отмечены оторочки неизвестного цериевого минерала.

Из сульфидов, образующих зерна в тремолите, наиболее обычен пентландит, иногда кобальтовый, зачастую с переходом к виолариту. Кобальтовый пентландит образует сростки с пентландитом, ульманитом, сфалеритом, галенитом. Последние два, как и кобальтин, образуют и собственные зерна. Отмечены удлиненные зерна пентландита и халькопирита. Встречен кобальт-, никельсодержащий пирит (бравойт), иногда образующий совместные зерна с пентландитом, с включениями кобальтина, обрастанием аллоклазитом. Зерна халькопирита включают кристаллы кальцита или обрастают галенитом. Отмечены талнахит, вторичные минералы никеля и железа.

Проанализированы два образца **черного нефрита** – Н-5 и Н-7. В первом образце при обычном содержании FeO в тремолите 5.45-7.60 % отмечено широкое развитие хлорита. Во втором образце мономинеральный тремолит содержит повышенное количество FeO – 8.62-14.40, доходя до актинолита. Графит, с которым ранее связывали черную окраску нефрита месторождения, не обнаружен.

По **химическому составу** это типичный апосерпентинитовый нефрит: значение $FeO/(MgO + FeO)$ варьирует от 0.12 до 0.39, содержания Cr значительно больше 500 г/т, Co – 51-111 г/т, Ni – 1100-2000 г/т.

Изучен **изотопный состав** кислорода. $\delta^{18}O$ серпентинитов 6.4÷7.5‰ указывает на глубинное происхождение кислорода, унаследованное от ультрабазитов, подвергшихся серпентинизации. Нефриты обладают более тяжелым изотопным составом: 8.0÷10.9 ‰ $\delta^{18}O$. Это указывает на увеличение вклада корового флюида в метасоматоз. Крайне неоднородный и более тяжелый состав метасоматических пород 9.6÷21.5 отражает различный вклад мантийных и коровых источников, отражают генетическую связь нефритов с серпентинитами, а не коровыми породами.

Таким образом, типичный апосерпентинитовый нефрит Харгантинского месторождения сформирован в тектонизированном эндоконтакте гипербазитового массива в связи с телами метасоматитов по вмещающим породам. Черный цвет изученных образцов объясняется разными причинами – либо широким развитием хлорита, либо повышенным содержанием FeO в тремолите.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

ДВА ОЛИВИНА В ВЕРЛИТАХ МАССИВА ОНГУРЁНЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Колотилина Т.Б., Щербаков Ю.Д., Мехоношин А.С., Охремчук Е.Е.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

tak@igc.irk.ru

Образование вторичных оливинов в результате дегидратации серпентинитов [1-5] или псевдоморфного замещения ортопироксена [6] в породах мантийной секции офиолитовых комплексов достаточно хорошо изученные процессы. Однако присутствие «жильного» высоко железистого оливина в породах магматического происхождения довольно редкий факт [7], генетические аспекты которого ещё до конца не изучены.

В юго-западной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона (Западное Прибайкалье) неопротерозойские ультраосновные породы образуют четыре ареала и прослеживаются в виде серии интрузий, ориентированных в северо-восточном направлении [8]. Участок Онгурены расположен на водоразделе двух безымянных временных водотоков в 8.5 км на северо-запад от д. Зама. На участке обнажены три линзообразных интрузии, вытянутых на север и северо-восток. Наиболее крупный массив (Онгурены) имеет протяженность 1.8 км, при мощности выхода – 400 м. Вмещающими породами являются палеопротерозойские граниты приморского комплекса. Несмотря на то, что породы достаточно сильно серпентинизированы, в центральной части массива наблюдаются хорошо сохранившиеся участки с магматическими структурами и минералами. Первичные минералы представлены породообразующими - оливином (50-60 об. %), моноклинным пироксеном (20-30 об. %), ромбическим пироксеном (<10 об. %), флогопитом (1-2 об. %); аксессуарными - хромшпинелидом, апатитом; рудными - ильменитом, сульфидами, минералами платиновой группы. На участках, где сохранился первично магматический облик пород оливины часто обладают ромбодипирамидально-призматическим габитусом, размер зерен достигает 1.5×2.5 мм, они образуют ортокумулятивную структуру с пироксеновым интеркумуляусом, или присутствуют в виде изометричных хадакристаллов, размером 0.1-0.2 мм внутри более крупных ойкокристаллов клинопироксена.

Почти во всех зернах оливина состава (F₀₈₃₋₈₄) (Ол1) присутствуют «прожилки» более железистого оливина (F₀₇₃₋₅₆) или такой оливин находится внутри серпентина, который в свою очередь развивается по трещинам внутри более магнезильного оливина. «Железистый» оливин (Ол2) легко обнаруживается на изображениях в обратно-рассеянных электронах, при этом мало отличается по оптическим свойствам при наблюдении под микроскопом в поляризованном свете. То, что это оливин, кроме стехиометрических расчетов подтверждается наличием характерных пиков форстерита в спектре рассеянного излучения, полученных при изучении минералов методом рамановской спектроскопии.

Рассматривая состав оливинов, следует отметить, что никакой зависимости между содержаниями NiO и количеством форстеритового минала ни в Ол1, ни в Ол2 не наблюдается (рис. 1а). В Ол2 с максимальными содержаниями NiO (0.6 мас. %) отмечается наличие примеси CoO - до 0.5 мас. %. Содержания MnO в Ол1 изменяются в достаточно узком диапазоне (0.2-0.3 мас. %), тогда как в Ол2 - достигают 1.2 мас. % (рис. 1б), и для этих оливинов в целом характерно увеличение содержаний MnO с уменьшением количества форстеритового минала.

Состав серпентина, внутри которого присутствует Ол2, по данным рамановской спектроскопии отвечает антигориту ($Mg/(Mg+Fe) = 0.9$). Он характеризуется постоянным присутствием Al₂O₃ (1.2-1.8 мас. %).

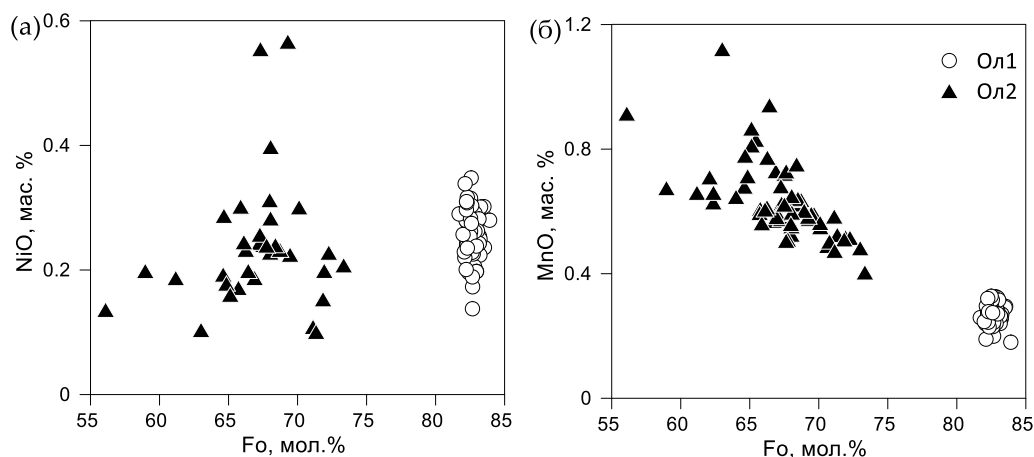


Рис. 1. Диаграмма $Fo - NiO$ (а) и $Fo - MnO$ для оливинов массива Онгурёны.

Механизм образования вторичного «железистого» оливина на данной стадии исследования до конца не ясен. Можно предположить, что процесс серпенинитизации верлитов массива Онгурёны не был изохимичным, как характерно для надсубдукционных перидотитов мантийного клина [1-5], а сопровождался локальным выносом Mg кислым флюидом при относительно низкой летучести кислорода, близкой к буферной кривой кварц-фаялит-магнетит, как это было показано для оливинов Дулутского комплекса [7].

1. López Sánchez-Vizcaino V., Trommsdorff V., Gómez-Pugnaire M.T., Garrido C.J., Müntener O., Connolly J.A.D. Petrology of titanian clinohumite and olivine at the high-pressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. v. 149. p.627–646.
2. Pádrón-Navarta J.A., Lypez Sanchez-Vizcaino V.L., Garrido C.J., Gymez-Pugnaire M.T. Metamorphic record of high-pressure dehydration of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite in a subduction setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filobride complex, Southern Spain) // *J. Petrol.* 2011. v. 52. p. 2047–2078.
3. De Hoog J.C.M., Hattori K., Jung H. Titanium- and water-rich metamorphic olivine in high-pressure serpentinites from the Voltri Massif (Ligurian Alps, Italy): evidence for deep subduction of high-field strength and fluid-mobile elements // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. v. 167. p. 1–15.
4. Debret B., Nicollet C., Andreani M., Schwartz S., Godard M. Three steps of serpentinitization in an eclogitized oceanic serpentinitization front (Lanzo Massif—Western Alps) // *J. Metamorph. Geol.* 2013. v. 31. p. 165–186.
5. Nagaya T., Wallis S.R., Kobayashi H., Michibayashi K., Mizukami T., Seto Y., Miyake A., Matsumoto M. Dehydration breakdown of antigorite and the formation of B-type olivine CPO. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2014. v. 387. p. 67–76.
6. Dandar O., Okamoto A., Uno M., Oyanagi R., Nagaya T., Burenjargal U., Miyamoto T., Tsuchiya N. Formation of secondary olivine after orthopyroxene during hydration of mantle wedge: evidence from the Khantaishir Ophiolite, western Mongolia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. v. 174. Art. 86.
7. Evans B.W., Kuehner S.M., Joswiak, D.J., Cressey G. Serpentine, iron-rich phyllosilicates and fayalite produced by hydration and Mg depletion of peridotite, Duluth Complex, Minnesota, USA // *J. Petrol.* 2017. v. 58. p. 495–512.
8. Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Doroshkov A.A., Pikiner E.E. Compositional Variations of Cr-Spinel in High-Mg Intrusions of the Primorsky Ridge (Western Baikal Region, Russia) // *Minerals.* 2020. v. 10(7). Art. 608.

АПАТИТОНОСНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ В СОСТАВЕ ЛАМПРОФИР-ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ ПРИЛАДОЖЬЯ

Конопелько Д.Л.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет
d.konopelko@spbu.ru*

Комплекс малых лампрофир-гранитоидных интрузий северо-западного Приладожья является частью 600-километрового пояса посторогенных гранитоидов, внедрившихся на рубеже 1,8 млрд лет в полосу, простирающейся от Аландских островов на западе до Ладожского озера на востоке [1]. Породы лампрофир-гранитоидных интрузий варьируют по составу от ультрамафических известково-щелочных апатитоносных калиевых лампрофиров до NiBaSr гранитов и образуют шшонитовую серию с $K_2O+Na_2O > 5\%$, $K_2O/Na_2O > 0.5$, $Al_2O_3 > 9\%$ при широких вариациях SiO_2 (32 - 70%). Относительно высокий магнезиальный номер мафических пород указывает на возможное происхождение из мантийного источника. Однако необычно высокие концентрации Ba, Sr, LREE и относительно низкие Cr, Ni, Co позволяют предположить, что их источник подвергся обогащению в результате мантийно-корового взаимодействия и/или мантийного метасоматоза. Содержание летучих компонентов в мафических породах, а также высокие соотношения Sr/Sm, Sm/Hf, La/Nb и P_2O_5/TiO_2 свидетельствуют о том, что мантийный источник был метасоматизирован флюидами, богатыми CO_2 , F и H_2O [2]. Результаты поисковых работ на апатит показывают, что содержание фосфора в наиболее мафических породах комплекса высокие и относительно постоянные (75% проанализированных образцов содержат от 3 до 4,5 % P_2O_5). Эти концентрации P_2O_5 соответствуют уровню насыщения апатитом, установленному для высокотемпературных основных магм с низким содержанием SiO_2 . Наличие насыщенных фосфором мафических пород может указывать на присутствие в их мантийном источнике минеральных фаз богатых P (например, фторапатита). Вариации состава пород в пределах комплекса объясняются фракционной кристаллизацией. Хотя все породы комплекса сильно обогащены P_2O_5 , LREE, Ba и Sr, содержание этих элементов имеет тенденцию к снижению с увеличением содержания SiO_2 [3].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-27-00283).

1. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // Precambrian Research. 2003. V. 120, 37-53.
2. Eklund, O., Konopelko, D., Rutanen, H., Frojdo, S., and Shebanov, A. 1.8 Ga Svecofennian postorogenic shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // Lithos. 1998. 45, 87-108.
3. Konopelko D., Eklund O., Ivanikov V. 1.8 Ga phosphorus-rich lamprophyre-granitoid complexes in the Fennoscandian shield: parental magmas and fractionation paths. Proceedings of the International Conference: Genetic significance of phosphorus in fractionated granites // Acta Univ. Carolinae – geol. 1998. 42 (1), 51-54.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПИКРИТОВ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА, РОССИЯ)

Корнеева А.А.^{1,2}, Савельев Д.П.², Каменецкий В.С.¹, Некрылов Н.А.^{3,4}

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

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

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

⁴*Геологический институт НАН РА, г. Ереван*

Сульфид-силикатная несмесимость в магмах мантийного происхождения существенно влияет на баланс сидерофильных и халькофильных металлов и играет важную роль в происхождении ортомагматических сульфидных месторождений. Включения сульфидного расплава (т.н. сульфидные глобули) в примитивном ($F_0 > 88$ мол. %) оливине являются примером раннего проявления сульфид-силикатной несмесимости и отражают составы сульфидной жидкости, равновесной с расплавом, не подвергшимся обширному фракционированию [1]. Одно из проявлений сульфидных глобулей во вкрапленниках примитивного (до F_{090}) оливина обнаружено в оливин-порфировых породах Камчатского Мыса, найденных в пределах офиолитового комплекса. Также капли сульфидного расплава в виде округлых глобулей или включений подчиненной формы обнаружены в основной массе этих пород, что позволяет проследить эволюцию сульфидной фазы до самых поздних этапов кристаллизации пород.

Согласно петрографическому кодексу России, данные породы относятся к плагиоклазовым пикритам (океанитам) [2], однако позже было показано, что оливин во вкрапленниках (40 – 60%) является кумулятивным, а состав родоначального расплава и восстановленные условия кристаллизации оливина близки к базальтам СОХ [3].

В сульфидных включениях в оливине и основной массе исследованных пород выделяется один и тот же набор сульфидных минералов, часто трудно различимых оптически, которые подразделяются на две основные фазы: моносульфидный (Fe–Ni; Mss) и промежуточный (Fe–Cu–Ni; Iss) твердый раствор. Часть сульфидных включений в оливине были гомогенизированы при температуре 1200 °С и резко закалены для сохранения гомогенности сульфидного расплава. Анализ гомогенизированных и негомогенизированных сульфидных включений в оливине показал сходные составы по основным элементам (среднее содержание S, Fe, Cu, Ni, Co), но вместе с тем гораздо больший разброс для негомогенизированных включений. Для матричных сульфидов, содержащих Mss и Iss, обе фазы анализировались на плоской поверхности с помощью LA-ICP-MS пучком диаметром 30–75 мкм. Усредненный состав 39 матричных сульфидов по содержанию основных элементов совпадает со средним составом сульфидных включений в оливине.

Никелистая и медистая фазы были проанализированы на содержание сидерофильных элементов, включая ЭПГ, Au, Re и халькофильные элементы (As, Se, Ag, Sn, Sb, Te, Pb, Bi). Для анализа редких элементов отбирались те сульфидные зерна, которые содержали как Mss, так и Iss, и каждая из фаз составляла достаточно большой (> 30–40 мкм) визуально однородный участок для проведения лазерного абляционного анализа. Некоторые элементы (например, Os, Ir, Pt, As, Sb) оказались ниже пределов обнаружения (~0,005–0,01 ppm) в большом количестве анализов сульфидов, что отражает вариации содержаний редких элементов в обеих фазах минимум на два порядка.

Распределение редких элементов между Mss и Iss фазами имеет статистически значимые различия: в железо-никелевых сульфидах наблюдается ассоциация Co-Re-Os-Ir-Ru, в высокомедистой преобладают: Zn-Cd-Pt-Pd-Au, также к этой фазе тяготеют Ag, Sn, Sb, Te.

ЭПГ группы иридия исключительно хорошо коррелируют друг с другом как в Mss, так и в Iss матричных сульфидов и сульфидных расплавных включений, но в 3–4 раза преобладают в Mss. ЭПГ группы платины и Au демонстрируют различную систематику друг для друга и ИЭПГ. Например, средние содержания Rh близки в Mss, Iss и сульфидных расплавных включениях (~0,2 ppm), ковариантны с ИЭПГ только в Mss и расплавных включениях, но остаются относительно постоянными в Iss. Палладий и золото проявляют слабое и сильное сродство к Iss, соответственно, однако не коррелируют друг с другом и другими ЭПГ ни в одной из исследованных фаз.

На содержание благородных металлов (ЭПГ, Au) в составе отдельных сульфидов сильное влияние оказывают так называемые «наггеты», представляющие собой самородки металлов и интерметаллидов, ранее были зафиксированы на полированных поверхностях матричных сульфидов [4]. Эти микрочастицы размером 0,5-1,5 мкм, в состав которых входят Sn, Au, Ag, Pt, Pd и иногда Ir, встречаются в обоих сульфидных фазах (Mss и Iss). Выделения встречаются не во всех сульфидах, но в значительной их части, по 1-2 микрочастицы (иногда разного состава) в одном сульфиде. Иногда на поверхности одного сульфидного включения наблюдается 10–15 микрочастиц. Обычно они встречаются на границах фаз и в трещинах.

Самородные и интерметаллические микрочастицы благородных металлов также регистрируются на профилях LA-ICP-MS негомогенизированных сульфидных включений в оливине, что отражается в пиковых содержаниях отдельных элементов в этих составах. Был сделан вывод, что наггеты выделяются из сульфидных фаз во время распада твердого раствора при субсолидусных температурах и образуются при серпентинизации пород. Содержания ЭПГ в гомогенизированных сульфидах в оливине (нормированные на содержания в примитивной мантии [5]) повторяют профиль содержаний соответствующих элементов в валовом составе пород, что позволяет сделать вывод, что баланс благородных металлов в исследованных пикритах контролируется сульфидами, за исключением Pt и Au, на содержание которых влияет подвижность в постмагматических изменениях.

Исследования пикритовых пород Камчатского Мыса, условия выплавления и начальной кристаллизации которых близки к таковым у базальтов СОХ, позволяют сделать выводы о сульфидном насыщении основных расплавов в коровых условиях и эволюции магматической сульфидной жидкости. Данные о содержании халькофильных и сидерофильных элементов в сульфидах и их распределению между основными сульфидными фазами, Iss и Mss, вносят вклад в изучение механизма формирования месторождений, в том числе руд с высоким содержанием благородных металлов.

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

1. Kamenetsky, V.S., Kamenetsky, M.B. Magmatic fluids immiscible with silicate melts: examples from inclusions in phenocrysts and glasses, and implications for magma evolution and metal transport // *Geofluids*. 2010. V.10, 293–311.
2. Савельев Д.П. Плагиоклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*. 2014. № 4. С. 43-53.
3. Korneeva, A.A., Nekrylov, N.A., Kamenetsky, V.S., Portnyagin, M.V., Savelyev, D.P., Krashennnikov, S.P., Abersteiner, A., Kamenetsky, M.B., Zelenski, M.E., Shcherbakov, V.D., Botcharnikov, R.E. Composition, crystallization conditions and genesis of sulfide-

saturated parental melts of olivine-phyric rocks from Kamchatsky Mys (Kamchatka, Russia). // *Lithos*. 2020. v.370-371, 105657.

4. Савельев Д.П., Философова Т.М. Благородные металлы и интерметаллиды в сульфидах из меловых пикритов п-ова Камчатский Мыс // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 283-287.

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

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

**Криволицкая Н.А.¹, Толстых Н.Д.², Канимбеу Л.С.³, Гонгальский Б.И.⁴,
Кузьмин Д.В.²**

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

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

³Санкт-Петербургский Горный университет, г. Санкт-Петербург

⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, г. Москва

Норильский рудный район поставляет на мировой рынок 22 % Ni и 44 % Pd [1]. Самым крупным месторождением в его пределах является Октябрьское месторождение, содержащее уникальные по размеру и запасам залежи массивных сульфидных руд [2-4]. Его изучение играет важную роль для понимания генезиса руд, представляющих крупные геохимические аномалии в земной коре. На примере Октябрьского месторождения создавались модели формирования платино-медно-никелевых месторождений не только Норильска, но и других районов мира. При этом использовались преимущественно минералого-геохимические данные, в то время как особенности геологического строения, наиболее важные для генезиса месторождения, недостаточно освещены в литературе. По мнению многих геологов месторождение связано с Хараелахским интрузивом, имеющим в плане треугольную форму. С этой позиции трактуются многочисленные данные по расположению руд, их составу, составу рудных минералов. На самом деле месторождение имеет более сложное строение.



Авторами было изучено строение центральной части месторождения, где расположены сульфидные залежи С-3 и С-4 (рис.1), которые (как и локализованные выше них вкрапленные руды) существенно отличаются по своему составу между собой: в первой преобладают халькопирит-пирротиновые руды, в то время как в составе последней доминируют минералы группы халькопирита с дефицитом серы – талнахит, моихукит. Это предполагает образование сульфидов при разных термодинамических условиях, в частности, фугитивности серы и кислорода при кристаллизации сульфидсодержащих расплавов, соответствующих разным интрузивным ветвям – южной и северной.

Рис. 1. Проекция интрузивных тел и массивных руд Талнахского рудного узла на горизонтальную плоскость [4].

В результате детального изучения скважин РТ-30 и РТ-107 было установлено, что интрузивные тела имеют сходное строение в основной части разреза, где выделяются габбро-долериты (снизу вверх): нижние контактовые, такситовые, пикритовые и оливиновые. В южной ветви (скв. РТ-30) в верхней части разреза расположены лейкогаббро, а в северной (скв. РТ-107) – верхние такситовые габбро-долериты. На

основании полученных аналитических данных (89 анализов XRF+ICP) установлено, что состав пород обеих ветвей не отличается как по главным, так и по редким элементам.

Главное внимание авторами было уделено пикритовым габбро-долеритам как продуктам наиболее примитивной магмы и вмещающим породам вкрапленных сульфидных руд. По составу сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из пикритовых габбро-долеритов для обеих интрузивных тел, с которыми связаны С-3 и С-4 залежи, была определена фугитивность кислорода f_{O_2} при кристаллизации расплавов [5], которая для южной ветви равна $\Delta QFM +1$, а для северной оценена как $\Delta QFM +1.45$. Сульфиды в пикритовых габбро-долеритах образуют вкрапленность, количество которой увеличивается от 1-2 до 17 об.% к подошве горизонта. По составу они существенно различаются: в северной ветви преобладают минералы группы халькопирита (талнахит, моихукит), часто содержащие примесь Ni (до 1,2 мас.%); при этом присутствует сугакиит $[Cu(Fe,Ni)_8S_8]$. В то время как в южной ветви главным рудообразующим минералом является пирротин при подчиненном количестве пентландита и тетрагонального халькопирита, отличающегося стехиометрическим составом и отсутствием примесей (Рис. 2 а). По составу пентландита [6] установлено, что эволюция фугитивности серы также значительно отличалась в рудных залежах. В северной С-4 (скв. РТ-107) повышенная фугитивность серы ($fS_2 = -10,5$) в верхней части пикритовых габбро-долеритов снижалась до -13 к подошве этого слоя (Рис. 2 б), обеспечивая образование низкосернистой сульфидной ассоциации в богатых вкрапленных рудах, тогда как в южной залежи С-3 (скв. РТ-30), наоборот, низкая фугитивность серы ($fS_2 = -13$) в верхней части пикритового горизонта увеличивалась вниз по разрезу, достигая значения -10 на более нижних уровнях (высокосернистая ассоциация) (Рис. 2 в).

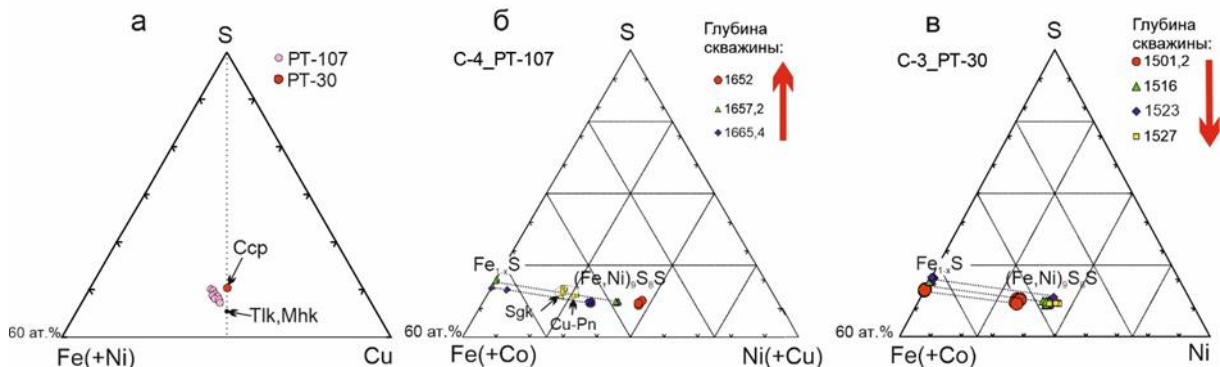


Рис. 2. Составы сульфидов: группы халькопирита (а); пирротина и пентландита (б,в) в различных залежах Октябрьского месторождения; б,в – парагенетические ассоциации Po and Ccp , соединенные коннодами; Sgk – *sugakiite*, Tlk и Mhk – талнахит и моихукит. Красный тренд указывает направление увеличения фугитивности серы.

Отчетливые различия между разными ветвями установлены и по ассоциациям минералов элементов платиновой группы (МПГ) во вкрапленных рудах. Сперрилит $PtAs_2$ и стибнопалладинит Pd_5Sb_2 присутствует в обеих ассоциациях. В остальном микропарагенезисы МПГ значительно различаются. Для северной залежи ведущими минералами являются соединения Pd-Pt-Cu-Sn системы: полная серия твердых растворов атоцит-рустенбургит $(Pd,Pt)_3Sn$, кабриит Pd_2CuSn , а также паоловит Pd_2Sn (Рис. 3 а), тогда как в южной залежи только станнопалладинит Pd_5Sn_2Cu является представителем этой системы, но значительно распространен соболевскит $Pd(Bi,Te,Sb)$ (Рис. 3 б). Золото и серебро также отличающиеся по формам концентрирования: для северной залежи характерно зональное распределение от Au-Ag сплавов от их мельчайших включений с преобладанием золота на более высоком уровне пикритовых габбро-долеритов до самородного серебра и сплавов на его основе (Ag,Au,Cu) – для вкрапленности в подошве

этого слоя. В южной залежи серебро главным образом концентрируется в сопчците $\text{Ag}_5\text{Pd}_4\text{Te}$, а не в самородных сплавах (Рис. 3 б).

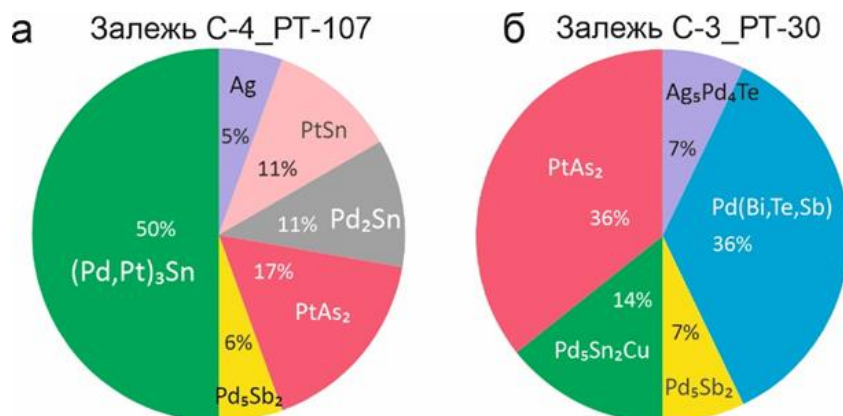


Рис. 3. Соотношение минералов платиновой группы во вкрапленных рудах из пикритовых габбро-долеритов разных участков Октябрьского месторождения: а – северная залежь С-4, б – южная залежь С-3.

На основании полученных данных авторами предполагается образование вкрапленных руд центральной части Октябрьского месторождения из различных порций магмы, близких по составу, но отличающихся сульфидной составляющей и условиями кристаллизации. Таким образом, месторождение характеризуется более сложной структурой и генезисом, чем отмечалось ранее.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-27-00387).

1. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2021 году». Москва, Минприроды России, Роснедра, 2022. 626 с.
2. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск, Наука, 1975. 243 с.
3. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988, 279 с.
4. Stehlin A.I. Proceeding of the Sudbury-Noril'sk Symposium. 1994. Ontario: Geological Survey. Special vol. 5.
5. Ballhaus C., Berry RF, Green DH. Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle// Nature. 1990. v.348. 437-440.
6. Колонин Г.Р., Оросев Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В. ДАН Использование отношения Ni: Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // ДАН, 2000, т.370, с. 87-91.

УЛЬТРАБАЗИТ-ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ: U-Pb, SM-ND И LU-Hf ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ (КОЛМОЗЕРСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Кудряшов Н.М.¹, Мокрушин А.В.¹, Калинин А.А.¹, Удоратина О.В.², Кобл М.А.³

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

²*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
udoratina@geo.komisc.ru*

³*Стэнфордский Университет, США
coblem@stanford.edu*

Проблема эволюции архейского габбро-анортозитового магматизма в истории Земли является сложной по целому ряду причин. Во-первых, интенсивные наложенные тектонические и метаморфические процессы существенно изменили облик габбро-анортозитовых комплексов. Во-вторых, до настоящего времени неизвестны современные аналоги проявления подобного магматизма. Формирование анортозитовых комплексов может происходить в различных геодинамических обстановках. Признаками таких обстановок является их пространственная связь с ассоциациями базальтов в зеленокаменных поясах, а также геохимические и изотопные данные, подтверждающие генетическую связь между анортозитами и базальтами. В свою очередь, геохимические особенности вулканитов свидетельствуют о формировании отдельных компонентов зеленокаменных поясов в геодинамических обстановках, подобных обстановкам современной Земли: рифтогенных, океанических, окраинно-континентальных, островодужных [1]. Мнения большинства ученых сходятся в том, что архейские комплексы анортозитов первоначально формируются в океанической обстановке [2-4].

Кольский полуостров представляет собой область широкого развития габбро-анортозитового магматизма протерозойского и архейского возраста. Архейский габбро-анортозитовый магматизм, главным образом, проявлен в обрамлении Кейвского блока и представлен большой группой массивов, объединенных в единый Кейвско-Колмозерский комплекс [5]. U-Pb (ID TIMS) изотопное датирование циркона и бадделеита из габбро-норитов и анортозитов Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов установило возрасты, укладывающиеся в диапазон 2.68-2.66 млрд. лет [6]. Патчемварекский и Северный массивы расположены в зоне глубинного разлома на сочленении Кейвского террейна, Мурманского блока и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. U-Pb (ID TIMS) возраст циркона из габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов составил 2925 ± 7 млн. лет и 2935 ± 8 млн. лет, соответственно [7]. Породы имеют типичную кумулятивную структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Иногда отмечается ритмичная расслоенность, образованная чередованием лейкократовых и мезомеланократовых разновидностей пород. Контакты массива с вмещающими породами тектонические. Патчемварекский массив прорывают многочисленные жилы сподуменовых пегматитов Колмозерского (Li) месторождения, возраст которого пока не установлен. Имеющиеся возрастные данные для гнейсов зоны Колмозеро-Воронья и для гранитогнейсов Мурманского блока укладываются в диапазон 2.7-2.8 млрд. лет [8].

Массив Северный расположен среди гранитогнейсов Мурманского домена. Он сложен средне-, крупнозернистыми габбро-анортозитами. В его подошве сохранились ультраосновные дифференциаты с наблюдаемой ритмичной расслоенностью, характеризующейся чередованием метагабброидов и метаперидотитов. Для U-Pb

(SHRIMP RG) изотопного изучения был выделен циркон из метаперидотитов. Циркон имеет дипирамидально-призматический облик, в катодоллюминесценции отмечается эвгедральная зональность роста, характеризующая рост циркона из магматического расплава. Полученные значения возраста находятся в диапазоне 2.91-2.97 млрд. лет. Этот возраст согласуется с возрастом кристаллизации циркона из габбро-анортозитов: 2.93 млрд. лет [7].

Габбро-анортозиты Патчемварекского и Северного массивов имеют весьма низкие содержания REE ($Ce_n = 2.2-4.2$, $Yb_n = 1.6-2.6$), пологий спектр распределения REE ($(La/Yb)_n = 1.6-2.6$) и отчетливую положительную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 1.97-.24$). В комагматичных им ультраосновных дифференциатах низкие общие содержания ($Ce_n = 1.2$, $Yb_n = 1.1$, $(La/Yb)_n = 1.3$), и практически нефракционированный спектр распределения редких земель без Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 1.17$). Для габбро-анортозитов Северного и Патчемварекского массивов: $\epsilon_{Nd} = +2.7$, $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70204 \pm 8$ и $\epsilon_{Nd} = +1.7$, $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70258 \pm 8$ соответственно. Величина $\epsilon_{Hf}(t)$ в цирконе массива Северный варьирует от -0.08 до +1.58, модельные значения $T(DM) = 3.14-3.08$ млрд. лет. Для метавулканитов пояса, расположенных в зоне распространения габбро-анортозитов и отвечающих по составу железистым толеитовым базальтам, распределение REE выражено умеренным спектром фракционирования с незначительным обогащением средними и тяжелыми элементами ($Ce_n = 10-14$, $Eu_n = 18-24$, $Yb_n = 12-18$). Для метаперидотитов массива Северный, значения ϵ_{Nd} находятся в диапазоне от +5 до +10.

Наиболее вероятным механизмом формирования изученных мезоархейских анортозитовых массивов Патчемварекский и Северный представляется фракционная кристаллизация обогащенной глиноземом толеит-базальтовой магмы в океанической обстановке. Модель образования изученных мезоархейских анортозитов предполагает внедрение мафического расплава из верхней мантии к границе кора-мантия, где происходит аккумуляция мафических производных в нижней части камеры и всплывание (флотация) кристаллов плагиоклаза в верхнюю часть камеры с формированием так называемой «кристаллической каши». Эта «кристаллическая каша», состоящая преимущественно из крупных кристаллов плагиоклаза, затем внедряется в верхние горизонты коры, где и формируются анортозитовые комплексы [3].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ, грант № 22-27-00589

1. Condie K.C. Greenstones through time // Archean crustal evolution. Ed. K.C. Condie. Amsterdam–Lausanne–N. Y.–Oxford–Shannon–Tokyo: Elsevier, 1994. P. 85-120.
2. Phinney W.C., Morrison D.A., Maczuga D.E. Tectonic implications of anorthosite occurrences // Workshop on the deep continental crust of South India. Ed. L.D. Ashwal. Lunar Planet. Inst. Tech. Rep. 88-06. Lunar Planet Inst. Houston. 1988. P. 135-137.
3. Ashwal L.D. Anorthosites. Springer-Verlag: Berlin, 1993. 422 p.
4. Sotiriou P, Polat A. Petrogenesis of anorthosites throughout Earth history // Precambrian Research. 2023. v. 384. No 106936.
5. Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5-61.
6. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб.: Наука, 2004. 176 с.
7. Н.М.Кудряшов, А.В.Мокрушин. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 173-189.
8. Н.Е.Козлов, Н.О.Сорохтин, В.Н.Глазнев, Н.Е.Козлова, А.А.Иванов, Н.М.Кудряшов, Е.В.Мартынов, В.А.Тюремнов, А.В.Матюшкин, Л.Г.Осипенко. Геология архея Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2006 – 345 с.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И SM-ND ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

**Кунаккузин Е.Л.¹, Борисенко Е.С.¹, Нерович Л.И.¹, Баянова Т.Б.^{1,2}, Каулина Т.Б.¹,
Стещенко Е.Н.¹**

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

²Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

Несмотря на длительную историю изучения геологии всего Мончегорского района (северо-восточная часть Фенноскандинавского щита), включающий интрузии Главного хребта и Мончегорского плутона, вопрос происхождения пироксеновых диоритов, располагающихся на восточном контакте интрузий Монче- и Волчьих тундр с архейскими гнейсами кольской серии, является дискуссионным. Согласно ранним исследованиям [1] данные породы являются самостоятельным магматическим образованием, внедрившимся по контакту массива и вмещающих пород. Другими исследователями [2] они рассматривались как результат взаимодействия основной магмы интрузий Мончегорского района с вмещающими породами, и высказывалось предположение о том, что диориты относятся к вмещающим породам кольской серии [3, 4]. Помимо восточного обрамления Главного хребта, известны и другие выходы пород диоритового состава в пределах Мончегорского района: метадиориты интрузии Габбро 10-ой аномалии [5], «Диоритовое окно» [6] и диориты массива Ярва-варака [7].

В ходе полевых работ в северной части массива Мончетундра был изучен предполагаемый контакт с вмещающими породами Центрально-Кольского блока. На данном участке установлены коренные выходы гиперстеновых диоритов. При изучении вещественного состава изучаемых пород проводилось их сравнение с диоритовыми породами Мончегорского района (Ярва-варака, Габбро-10 аномалии и Диоритовое окно). По содержанию SiO₂ изучаемые породы характеризуются содержаниями от 60 до 69 мас. %, от диоритов Мончегорского района они отличаются главным образом более низкими содержаниями TiO₂ (0.11-0.33 мас. %), FeO_t (3.08-5.39 мас. %), MgO (0.92-2.66 мас. %), K₂O (0.05-0.15 мас. %) и повышенными CaO (5.41-7.00 мас. %). По концентрациям суммы редкоземельных элементов породы характеризуются умеренными значениями от 13.71 до 27.43 ppm. При этом отличаются от диоритов Мончегорского района крутыми отрицательными спектрами распределения ((La/Yb)_n=11.2-58.4), выраженном в существенном фракционировании легких РЗЭ ((La/Sm)_n=6.6-16.6) с высоким значением Eu аномалии (3.3-6.4). Таким образом, при изучении геохимии диоритов было отмечено их отличие от диоритов других массивов Мончегорского района. По результатам U-Pb SHRIMP-II датирования для цирконов из изучаемых пород был получен конкордантный возраст 2784.3±7.4 Ma (Th/U=0.16 – 0.67), который интерпретируется как возраст формирования. Согласно полученным изотопным Sm-Nd данным породы характеризуются положительными значениями величины εNd₍₂₇₈₄₎ от +3.6 до +4.4, что свидетельствует о происхождении из изотопно-деплементированного мантийного источника. Таким образом, гиперстеновые диориты северо-восточного склона г. Хипик массива Мончетундра представляют собой самостоятельное интрузивное тело неархейского возраста.

Предварительное сравнение полученных данных с комплексами аналогичного возраста показало схожесть изучаемого массива с вмещающими диоритами Федоровотундровского массива [8, 9] и с эндербитами Канентъяврского массива [10], что

предполагает наличие отдельного магматического события на территории Кольской провинции Фенноскандинавского щита возраста около 2.8 млрд лет.

Работа выполнена в рамках НИР 0226-2019-0053 и при частичной финансовой поддержке проекта РНФ 22-17-20002.

1. Воробьева О.А. Волчья тундра. – В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч.3, вып. 5. Л., Изд. АН СССР, 1933.
2. Дубровский М.И., Микляев А.Н. Геология, вещественный состав и генезис “гиперстеновых диоритов” восточного предгорья Главного хребта // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: Изд-во КолФАН АН СССР, 1975. С. 91–107.
3. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л. Изд-во: Наука. 1980. 169 с.
4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин). В 2 частях. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 177 с.
5. Грошев Н.Ю., Припачкин П.В., Karykowski V.T., Малыгина А.В., Родионов Н.В., Беляцкий Б.В. Генезис магнетитового пласта массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион: данные U-Pb SHRIMP-II датирования метадиоритов // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 546-557.
6. Pripachkin, P.; Rundkvist, T.; Groshev, N.; Bazai, A.; Serov, P. Archean rocks of the diorite window block in the southern framing of the monchegorsk (2.5 Ga) layered mafic-ultramafic complex (Kola Peninsula, Russia). Minerals 2020, 10, 848.
7. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунакузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и петро-геохимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район) // Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 6-7 апреля 2015 г. С. 141–146.
8. Ниткина Е.А., Вурсий Г.Л., Рундквист Т.В. Особенности морфологии, химического состава и изотопного состава свинца цирконов из разновозрастных пород Федорово-Панского массива и вмещающих диоритов // Материалы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты, 2005. С. 138–144.
9. Грошев Н.Ю. Платиноносный Федоровотундровский массив (Федорово-Панский расслоенный комплекс) – новые петрохимические и геохимические данные // Вестник КНЦ. 2011. № 1. С. 17–29.
10. Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Баянова Т.Б., Мокрушин А.В., Кобл М.А. Архейский эндербитовый магматизм Кольского региона: U-Pb (SHRIMP-RG), Lu-Hf и Sm-Nd изотопно-геохронологические характеристики // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. 19. С. 181–186.

КОРОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ АНДЕРПЛЕЙТИНГА БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ СИБИРСКОГО ПЛЮМА НА ТАЙМЫРЕ

Курапов М.Ю.¹, Конопелько Д.Д.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет
d.konopelko@spbu.ru

Изучены проявления гранитоидного магматизма Центрального и Северного Таймыра. Уран-свинцовое датирование по цирконам позволило установить позднепермский – познетриасовый возраст кристаллизации изученных массивов (от 229 до 253 млн лет). Эти эпизоды гранитоидного магматизма Центрально- и Северо-Таймырской тектонических зон связаны с двумя этапами сибирского трапсового магматизма: основным, фиксируемом в интервале 253 и 248 млн лет, и серией менее интенсивных проявлений магматизма в интервале 238 – 229 млн лет. Петрографический состав и геохимические характеристики позднепермских – триасовых гранитоидов, указывают на дифференциацию расплава кислого состава в магматической камере. Сиениты и монзониты представляют собой продукты фракционирования кристаллов в магматической камере кислого состава (кислые кумулаты). Граниты и гранодиориты образовались путем экстракции кислого расплава из магматической камеры. Проведенные исследования позволили установить, что переплавление нижней коры в результате андерплейтинга базальтовых магм Сибирского плюма привело к образованию магматических камер на ниже- средне- и верхнекоровом уровнях. Дифференциация и экстракция кислых расплавов в этих коровых магматических камерах привели к формированию позднепермских – триасовых гранитных массивов Центрально- и Северо-Таймырской тектонических зон [1].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-27-00283).

1. Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Stockli D., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Latest Permian–Triassic magmatism of the Taimyr Peninsula: New evidence for a connection to the Siberian Traps large igneous province // *Geosphere*. 2021. doi: 10.1130/GES02421.1

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГАББРОИДОВ БИРХИНСКОГО МАССИВА И ПРОБЛЕМА ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Лавренчук А.В.^{1,2}, Скляр Е.В.^{2,3}, Пушкарев Е.В.⁴

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
alavr@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
a.lavrenchuk@nsu.ru

³Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
skl@crust.irk.ru

⁴Институт геологии и геохимии УРО РАН, г. Екатеринбург
pushkarev.1958@mail.ru

В Бирхинском массиве было выделено две фазы внедрения [1], породы первой фазы располагаются в центральной части массива и представлены дифференцированной серией вебстерит – оливиновый габбронорит – анортозит, породы второй фазы слагают основную часть массива и представлены серией оливиновый габбронорит – габбронорит – монцодиорит. Следует отметить, что прямых контактов пород первой и второй фаз в центральной части массива не наблюдается, и есть большие сомнения в этих фазах [2]. На петрохимических диаграммах поля составов первой и второй фаз перекрываются, различаются они по составу минералов: темноцветы в породах первой фазы более магнезиальные, а плагиоклаз более основной. Однако такое изменение состава минералов также отвечает процессу фракционной кристаллизации единой магмы и не требует привлечения дополнительных внедрений.

Проведенный дискриминантный анализ показал, что породы первой и второй фаз слабо различаются по содержаниям петрогенных компонентов, различия наблюдаются при использовании содержаний редких элементов. Так на диаграмме CaO – Y (см. рис. 1) фигуративные точки составов пород первой и второй фаз образуют непересекающиеся поля. Однако, между этими полями присутствует промежуточный анализ пробы оливинового габбронорита, которая была отобрана в районе предполагаемой границы фаз, что позволяет поставить под сомнение фазовые взаимоотношения выделенных серий пород.

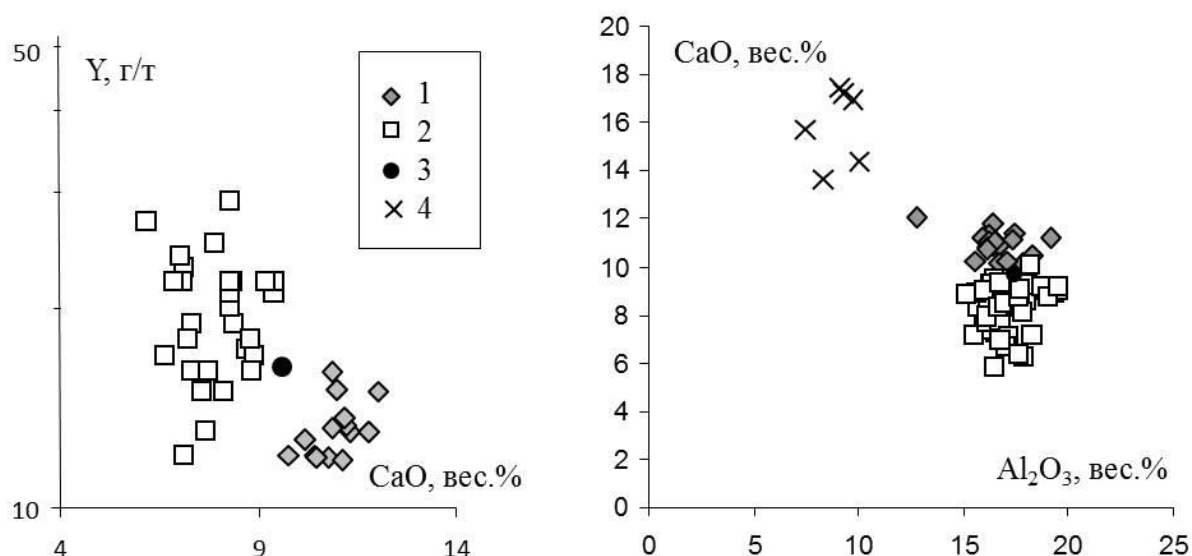


Рис. 1. Вариационные диаграммы для пород Бирхинского массива

Для проверки гипотезы о формировании всего массива путем дифференциации единой магмы, без дополнительных внедрений, было проведено термодинамическое моделирование модифицированным методом геохимической термометрии [3, 4, 5]. Метод позволяет получить оценки состава расплава и кристаллических фаз, а также температуру и фазовый состав системы, на момент формирования геохимического облика кумулятивной породы. Ранее такое моделирование было проведено только для пород первой фазы [5], где было показано, что состав пород в пределах первой фазы изменяется закономерно и вполне адекватно описывается моделью фракционной кристаллизации.

В качестве начальных условий использовано равновесие, полученное методом геохимической термометрии для трех составов оливиновых габбро первой фазы [5]. Для крупных габброидных массивов тренд изменения состава расплава в магматической камере в процессе охлаждения практически совпадает с трендом фракционной кристаллизации, что использовано для определения изменения состава расплава в камере при становлении интрузива. Тогда составы расплавов пород, образовавшихся на поздних стадиях развития магматической камеры, должны ложиться на тренд фракционной кристаллизации расплава ранней стадии. Составы многих габброноритов второй фазы хорошо ложатся на тренд фракционной кристаллизации расплава пород первой фазы, что позволяет предложить, что породы и первой и второй фаз образовались в результате дифференциации единой магмы. Таким образом, нет необходимости привлекать модель многофазового внедрения для объяснения разнообразия и закономерностей изменения состава пород «первой» и «второй» фаз массива.

Следует отметить, что используемый начальный состав расплава не отвечает составу внедрившейся магмы, а характеризует некоторый промежуточный этап эволюции магматической камеры [5]. В качестве исходной магмы Бирхинского массива предполагаются анкарамиты [2], тогда более ранними кумулятами могут рассматриваться вебстериты, тело которых расположено в пределах поля пород «первой фазы». Однако воспроизвести фазовый состав вебстеритов термодинамическим моделированием не удастся. Это может быть связано как с объективными причинами, так и с особенностями термодинамических моделей. Из объективных причин следует отметить, что в вебстеритах присутствует значительное количество амфибола, что может свидетельствовать о влиянии вторичных изменений состава пород. Тогда получить корректные оценки состава расплава методом геохимической термометрии невозможно. С другой стороны, составы вебстеритов, как и анкарамитов, характеризуются высоким отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис.), однако имеющиеся на сегодняшний момент термодинамические модели не откалиброваны на высококальциевых расплавах, т.е. попытки моделирования равновесий в высококальциевых системах скорее всего дают некорректный результат.

1. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы совещания. Томск, Изд-во Томского ЦНТИ, 2001, с. 165—170.
2. Пушкарев Е.В., Лавренчук А.В., Готтман И.А., Склярков Е.В. Кальциевые ультрамафиты, анкарамиты и клинопироксен-порфиновые габбро Бирхинского массива в Приольхонье: решение проблемы первичного расплава и формирования интрузии // Геология и геофизика, 2023, doi: 10.15372/GiG2023126
3. Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С., и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. с. 1546–1562.

4. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. 363 с.
5. Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Васюкова Е.А., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) - петрологические критерии комагматичности. // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. с. 308-326.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ И МАФИТОВ ОФИОЛИТОВ ПОЯСА ХР. ЧЕРСКОГО ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ И ЛИТОКЛАСТОВ ОФИОЛИТОКЛАСТИТОВОЙ ТОЛЩИ РАССОХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Леднева Г.В.¹, Базылев Б.А.², Сычев С.Н.^{1,3,4}, Рогов А.В.⁵

¹Геологический институт РАН, Москва

ledneva@ginras.ru

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

³Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

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

⁵ООО “Голд Майнинг”, Якутск

Проведено исследование песчаников из офиолитокластитовой толщи Рассохинского террейна (хр. Черского, Верхояно-Колымская складчатая область), направленное на получение вещественной характеристики подвергавшихся размыву пород, реконструкцию вероятной геодинамической обстановки формирования их протолитов и вероятного источника сноса. Песчаники представлены серпентинитовыми и лиственитовыми разновидностями. Составы литокластов и детритовых минералов из песчаников позволяют предполагать, что в источнике сноса обломочного материала присутствовали серпентиниты, хромититы, хлорититы, листвениты и осадочные породы (доломиты). Протолитом серпентинитов, судя по составам реликтов первичных хромшпинелидов (рис. 1) и ассоциациям филлосиликатов в литокластах, были преимущественно реститовые перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты) и в подчиненном количестве кумулятивные ультрамафиты и мафиты. Размыву пород в источнике сноса предшествовали процессы метаморфической перекристаллизации ультрамафитов и мафитов, формирование лиственитов, тектоническая дезинтеграция офиолитов и совмещение ультрамафитов офиолитовой ассоциации с толщами доломитов. Метаморфизм ультрамафитов из обломков песчаников был ретроградным, имел неизохимичный характер и происходил, по крайней мере на последнем этапе при их серпентинизации, не в океанической обстановке, как и формирование лиственитов.

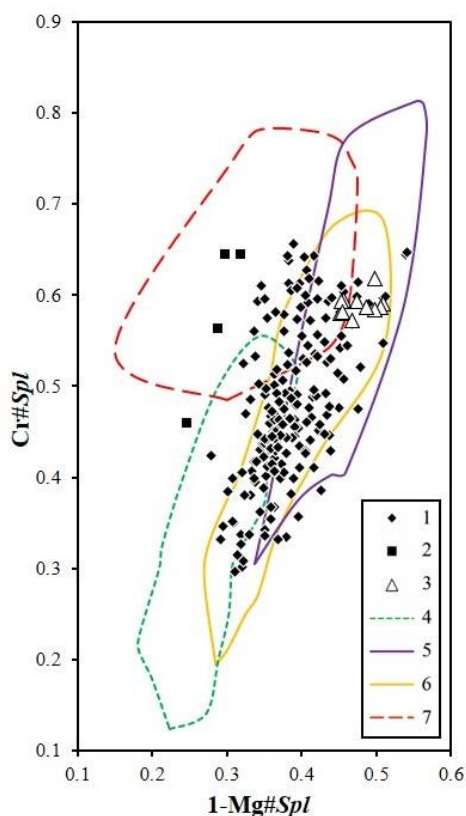


Рис. 1. Составы первичных детритовых хромшпинелидов из кристалло- и литокластов песчаников. Вероятные протолиты пород, содержавших хромшпинелиды: 1 – реститовые перидотиты, 2 – хромититы, 3 – гарцбургиты Мунилканского массива [1]; поля составов первичных хромшпинелидов: 4 – реститовых перидотитов срединно-океанических хребтов [2], 5 – гарцбургитов преддуговых бассейнов [3], 6 – гарцбургитов офиолитов Омана [4], 7 – хромититов в массивах офиолитов Омана [5, 6]. $Cr\#Spl = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$, $Mg\#Spl = Mg/(Mg+Fe^{2+})$

Источники сноса находились вблизи места накопления офиолитокластитовой толщи. Вероятным источником литокластов метаморфизованных основных и ультраосновных пород, а также детритовых минералов из них, были дезинтегрированные фрагменты неопротерозойских офиолитовых массивов коллизионного пояса хр. Черского. Проведенное исследование позволяет предполагать формирование протолитов этих пород в обстановке задугового спрединга. Это в совокупности с опубликованными возрастными оценками [7, 8] и данными по геохимии metabasalts, gabbro-amphibolites and amphibolites из офиолитовых массивов хр. Черского [1] свидетельствует о присутствии в коллизионном поясе хр. Черского фрагментов надсубдукционной литосферы неопротерозойского океанического бассейна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-17-00197). Сотрудники ГИН РАН и ГЕОХИ РАН обеспечены бюджетным финансированием в рамках госзаданий организаций.

1. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
2. Dick H.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. Is. 1. P. 54–76.
3. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg. 125 // Proc. ODP: Sci. Res. Eds. P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1992. V. 125. P. 445–485.
4. LeMée L., Girardeau J., Monnier C. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge // Nature. 2004. V. 432. P. 167–172.
5. Rollinson H., Adetunji J. Mantle podiform chromitites do not form beneath mid-ocean ridges: A case study from the Moho transition zone of the Oman ophiolite // Lithos. 2013. V. 177. P. 314–327.
6. Rollinson H., Adetunji J. The geochemistry and oxidation state of podiform chromitites from the mantle section of the Oman ophiolite: A review // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 543–554.
7. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Шпикерман В.И., Герцева М.В., Маскаев М.В. Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии): результаты U-Th-Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. Акад. Наук. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.
8. Сычев С.Н., Худолей А.К., Лебедева О.Ю., Соколов С.Д., Рогов А.В., Хубанов В.Б., Ларионов А.Н., Львов П.А. Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омuleвского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2022. № 5. С. 3–26.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Леснов Ф.П.¹, Ойдуп Ч.К.², Кадыр-оол Ч.О.²

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

²*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл*

Мажалыкский массив, расположенный в южной части территории Республики Тува (51°01'17.16" в.д.; 94°58'56.63" с.ш.) и приуроченный к Балгазынской структурно-формационной зоне Таннуольской островодужной системы, входит в состав Ондум-Таннуольского ареала мафит-ультрамафитовых массивов. Длительное время он рассматривался исследователями в качестве петротипа одноименного магматического комплекса расслоенных интрузивов [1-3, и др.]. Массив обнажается на площади 4 x 2,5 км. Подавляющая его часть сложена разными по структуре, текстуре и минеральному составу, габброидами (меланократовые оливиновые габбро, троктолиты, роговообманковые габбро, лейкократовые габбро, анортозиты). На юго-восточном фланге массива на значительно меньшей площади обнажается «блок» ультрамафитов (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, плагиолецолиты, верлиты, плагиоверлиты, серпентиниты, оливиновые и безоливиновые клинопироксениты), который интерпретировался в качестве нижнего кумулятивного горизонта расслоенного интрузива. В меланократовых оливиновых габбро содержания плагиоклаза, оливина и клинопироксена значительно варьирует, вследствие чего в них часто наблюдаются такситовые, в том числе параллельно-полосчатые текстуры. Вдоль восточного и южного контактов массива с вмещающими породами прослеживается узкая краевая зона, сложенная амфиболовыми габбро [3]. По заключению [1], а также ряда других исследователей этот массив представляет собой расслоенный интрузив, который был сформирован в процессе внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации мафитового расплава, сопровождавшейся пульсационным отделением летучих компонентов. Вместе с тем в результате проведенных в последнее время дополнительных полевых и лабораторных исследований этого массива нами были получены новые данные о его внутреннем строении и вещественном составе, которые не согласуются с ранее принятой моделью его формирования. Во-первых, установлено, что пространственное положение в пределах массива, а также морфология «блока» ультрамафитов, который обособленно расположен в юго-восточной части массиве, не позволяет согласиться с точкой зрения о том, что ультрамафиты слагают кумулятивный горизонт в его придонной зоне, как это принято считать в рамках модели формирования расслоенных интрузивов. Во-вторых, примерно в 600 м к западу-северо-западу от блока ультрамафитов среди габброидов залегают два небольших овальной формы обособления ультрамафитов [3], которые крайне сложно интерпретировать в качестве кумулятивного горизонта. С большей вероятностью можно предположить, что эти обособления ультрамафитов являются крупными ксенолитами – отторженцами блока ультрамафитов. В-третьих, нами установлено, что в главном блоке ультрамафитов присутствуют секущие его жилы клинопироксенитов (рис. 1) и габброидов (рис. 2). В-четвертых, среди элювиальных отложений в пределах блока ультрамафитов нами был обнаружен их штуф размером около 7 см, содержащий отороченную хризотил-асбестовую жилу (рис. 3). Хризотил-асбестовая минерализация типична для серпентинизированных реститогенных ультрамафитов, но не свойственна ультрамафитам из расслоенных интрузивов.



Рис. 1. Жилы клинопироксенитов в неравнозернистых верлитах.

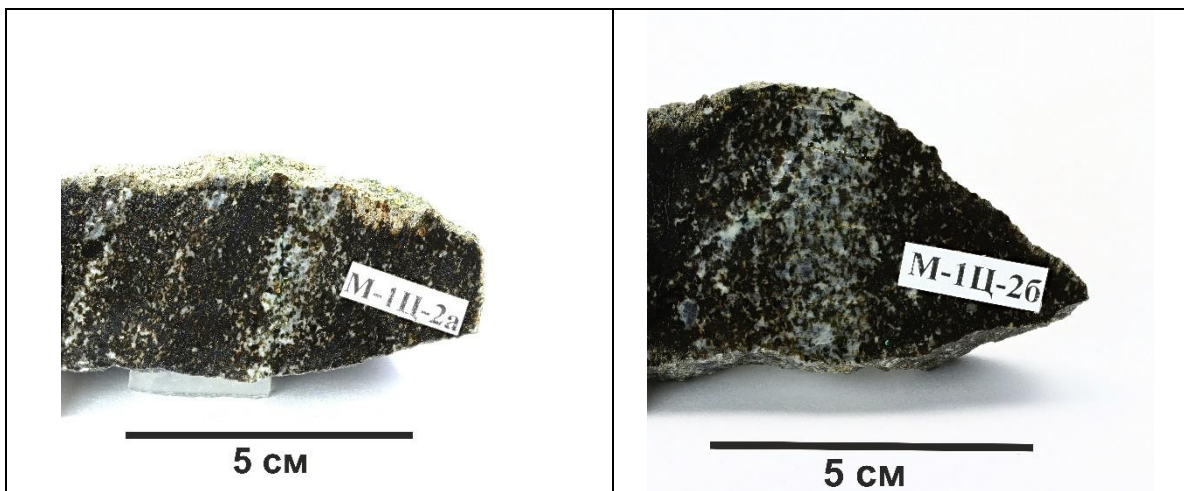


Рис. 2. Жилы оливиновых габбро в плагиоверлитах.

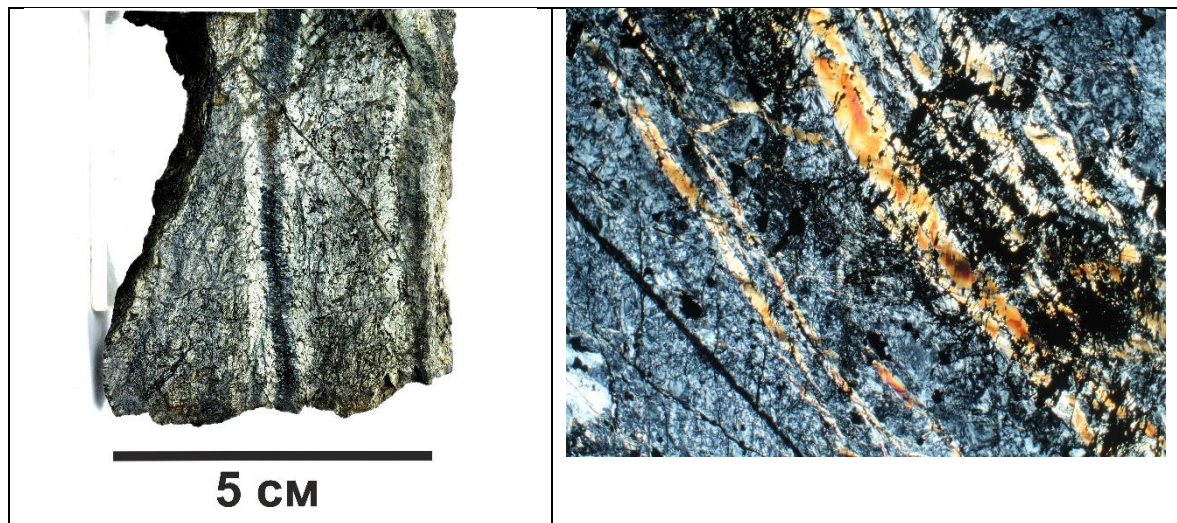


Рис. 3. Слева – штуф хризотилового серпентинита с отороченной жилой хризотил-асбеста; справа – микрофотография петрографического шлифа хризотилового серпентинита с жилками хризотил-асбеста (ув. 20^x), по [5].

Указанные выше факты относительно строения и вещественного состава Мажалыкского массива, по нашему мнению, весьма сложно непротиворечиво интерпретировать, исходя из представления о том, что он является расслоенным интрузивом, сформированным в результате одноактного внедрения и внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации мафитового расплава. Поэтому

мы предложили альтернативную модель петрогенезиса Мажалыкского массива. В рамках этой модели предполагается, что становление массива было неоднoактным, и что он был сформирован, по меньшей мере, в два разорванных во времени этапа. На первом этапе вдоль разлома внедрился относительно небольшой блок-протрузия реститогенных ультрамафитов (гарцбургиты, дуниты), которые с течением времени подверглись хрупко-пластическим деформациям и неравномерной серпентинизации. На втором этапе по этому же разлому внедрился мафитовый расплав, под влиянием которого ультрамафитовые реститы и их серпентинизированные разновидности подверглись неравномерной клинопироксенизации с образованием гибридных ультрамафитов (верлиты, плагиоверлиты, клинопироксениты), а также жильных клинопироксенитов. В процессе просачивания мафитового расплава сквозь ультрамафиты он подвергся неравномерной контаминации веществом этих пород с образованием, широко варьирующих по текстуре и количественно-минеральному составу гибридных оливиновых габброидов, часто слагающих полосовидные и жильной формы обособления. На постмагматической стадии в реликтовых участках серпентинизированных реститов под влиянием кремнистых флюидов сформировалась хризотил-асбестовая минерализация. Предполагается, что источником этих флюидов были расплавы, которые сформировали раннепалеозойский интрузив гранитоидов, локализованный непосредственно южнее Мажалыкского массива. Здесь важно подчеркнуть, что хризотил-асбестовая минерализация, как правило, пространственно и генетически связана с серпентинитами, образованными по реститогенным ультрамафитам, и не свойственна так называемым дифференцированным (расслоенным) мафит-ультрамафитовым массивам.

Таким образом, имеются вполне убедительные основания предполагать, что Мажалыкский мафит-ультрамафитовый массив является полихронным и полигенным магматическим телом, и что он должен быть включен в состав офиолитовой ассоциации, распространенной на территории Тувы [2].

1. Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В., Зеркалова М.Н., Киреев А.Д. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Изд-во Наука. 1972. С 130–145.
2. Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Кужугет К.С., Ойдул Ч.К. Очерк истории геолого-петрологических и металлогенических исследований мафит-ультрамафитовых массивов на территории республики тыва // Природные ресурсы, среда и общество. - 2019. - № 2. - С.8-24. - EISSN 2658-4441
3. Егорова В.В. Минералогия и особенности кристаллизации пород Мажалыкского перидотит-пироксенит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Том 1. Томск: Изд-во Томского государственного университета. 2002. С. 80–86.
4. Егорова В.В., Шелепаев Р.А. Обратная зональность в краевых зонах расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов на примере Мажалыкского перидотит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 17–33.
5. Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К. О проявлении хризотил-асбестовой минерализации в ультрамафитах Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива (Южная Тува) и вопросы его генезиса // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии. Сыктывкар. 2020. С. 46–47.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И Re-Os, Pt-Os, S-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГУЛИНСКОГО МАССИВА МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

**Малич К.Н.¹, Пухтель И.С.², Баданина И.Ю.¹, Белоусова Е.А.³, Булатов В.А.¹,
Веливецкая Т.А.⁴, Игнатъев А.В.⁴**

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
dunite@yandex.ru*

²*Университет Мэрилэнда. г. Колледж Парк, США*

³*Университет Макуори, г. Сидней, Австралия*

⁴*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

С уникальным Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы связаны крупные россыпные месторождения осмия и иридия с мелкими россыпями золота [1, 2 и др.]. Подавляющее большинство минералов платиновой группы (МПГ) из россыпей представлены идиоморфными кристаллами и агрегатами зерен, образованными твердыми растворами Os-(Ir-Ru) или минералами осмия, которые преобладают над Ru-Os сульфидами, Pt-Fe минералами и другими МПГ.

Понимание главных событий благороднометалльного рудообразования невозможно без анализа источников и поведения главных рудообразующих компонентов, слагающих МПГ, а именно платины, осмия и серы. В отличие от данных Re-Os изотопии [1, 3], которые ранее позволили охарактеризовать различные источники вещества и полистадийную природу благороднометалльного минералообразования, изотопная систематика платины и серы для МПГ Гулинского массива до сих пор остаётся не изученной. Чтобы частично восполнить данный пробел нами обсуждаются результаты изучения Re-Os-Pt систематики минералов осмия и хромититов, а также вещественного, Re-Os и S-изотопного состава Ru-Os сульфидов в составе первичных и вторичных минеральных ассоциаций платиноидов.

Выполненное исследование базируется на образцах (1) хромититов, секущих дуниты Гулинского массива, (2) минералов осмия, Ru-Os сульфидов и Pt-Fe минералов из четвертичных отложений верхнего течения р. Ингарингда (поисковая линия 365), ручья Бурлаковский (поисковая линия 2), левого притока р. Ингарингда, расположенных в южной части Гулинского массива, и р. Гулэ (поисковая линия 350) в западной части массива. При проведении исследований был использован междисциплинарный подход с привлечением рентгеноспектрального микроанализа, Pt-Os, Re-Os и S-изотопно-геохимических методов анализа. Исследования химического состава МПГ выполнены с использованием рентгеноспектрального микроанализа (ARL-SEMQ с четырьмя волновыми спектрометрами, оснащёнными энергодисперсионным анализатором LINK, Горный университет Леобена; CAMECA SX 100 с пятью волновыми спектрометрами, ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург). Re-Os и Pt-Os изотопные данные для хромититов и минералов осмия получены с помощью термоионизационной масс-спектрометрии в отрицательных ионах (negative thermal ionization mass spectrometry, N-TIMS [Creaser et al., 1991]) на многоколлекторном масс-спектрометре ThermoFisher Triton Plus в лаборатории изотопной геохимии Государственного университета штата Мэрилэнд (США), следуя аналитическим процедурам, охарактеризованным в работах [4-6]. Особенности начального изотопного состава осмия в Os-Ir сплавах и Ru-Os сульфидах определены с помощью лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией пробы в индуктивно-связанной плазме (LA MC-ICP-MS) на многоколлекторном масс-спектрометре Nu-Plasma с системой лазерного пробоотбора LUV213 ($\lambda=213$ нм) New

Wave/Merchantek в Университете Макуори (Сидней, Австралия) по методике, приведенной в работе [7]. Изотопный состав серы в Ru-Os сульфидах изучен с помощью системы лазерной фемтосекундной абляции (NWR Femtosecond UC with laser Pharos 2mJ-200-PPam and harmonics module HE-4Hi-A) и масс-спектрометра MAT-253 «Thermo Fisher Scientific» в ЦКП «Приморский центр локального элементного и изотопного анализа» ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) по методике, приведенной в работе [8].

Изученные Os-Ir сплавы по классификации Д. Харриса и Л. Кабри [9] относятся к самородному осмию. Ru-Os сульфиды выявлены в составе трёх минеральных ассоциаций и подразделены соответственно на три типа. Для Ru-Os сульфидов первого типа характерны широкие вариации составов (от лаурита (RuS_2) до эрликманита (OsS_2)). Данные минералы вместе с купроиридситом (CuIr_2S_4) и неназванным Os-Ir сульфидом находятся в сростании с Os-Ir сплавами [3]. Лаурит второго типа вместе с Os-Ru-Ir сплавами, мончеитом (PtTe_2), маланитом (CuPt_2S_4), куперитом (PtS) и некоторыми другими МПГ выявлен в виде включений в Pt-Fe минералах, которые близки по стехиометрии к составам изоферроплатины (Pt_3Fe) и железистой платины (Pt_2Fe), где Pt равна сумме платиноидов (в ат. %), Fe – сумме Fe, Cu, Ni (в ат. %). Для третьей минеральной ассоциации характерно наличие Ir-содержащего осмия, образующего ядерную часть, облекаемую оторочкой As-содержащего эрликманита.

Re-Os изотопные результаты, полученные для МПГ при помощи N-TIMS и LA MC-ICP-MS, выявили сходные средние начальные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетные значения $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ (0.12457 ± 0.00019 (2SD), -0.61 ± 0.16 (2SD), $n=2$ и 0.12444 ± 0.00013 (2SD), -0.72 ± 0.10 (2SD), $n=12$, соответственно). Эти значения в пределах соответствующих погрешностей идентичны значениям $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для хромитита, изученного с помощью N-TIMS (0.1244256 ± 0.000007 (2SE), $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.728 \pm 0.001$ (2SE)). В рамках Pt-Os системы начальное значение $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для этого же образца хромитита (0.1198377 ± 0.0000007 и -2 ± 6 (2SE), соответственно) является хондритовым. Средние начальные значения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетные значения $\mu^{186}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для зерен самородного осмия (0.1198400 ± 0.0000008 и 16.5 ± 6.6 (2SD), соответственно) тяготеют на диаграмме $\mu^{186}\text{Os}$ – возраст [10] к верхней части хондритового диапазона составов и также являются хондритовыми. Полученные Re-Os и Pt-Os изотопные данные свидетельствуют о том, что содержания высоко сидерофильных элементов, характерных для МПГ и хромититов Гулинского массива, в значительной степени контролировались составом мантийного источника, который эволюционировал с долгосрочными околохондритовыми Re/Os и Pt/Os отношениями; этот источник находится в пределах таковых для большинства коматиитовых и абиссальных перидотитовых источников и хондритовых метеоритов [10-15].

Ru-Os сульфиды в составе различных полиминеральных ассоциаций характеризуются неоднородным изотопным составом серы. Близкие к нулю значения величин $\delta^{34}\text{S}$ Ru-Os сульфидов первого типа ($0.9 \pm 0.4\%$, $n=8$) не противоречат предположению о мантийном источнике серы. Незначительное облегчение изотопного состава серы в лаурите второго типа ($\delta^{34}\text{S} = -1.7 \pm 0.2\%$, $n=10$) вероятно обусловлено эволюцией состава рудообразующего флюида. Несмотря на эти отличия, выявленные особенности изотопного состава серы характеризуют Ru-Os сульфиды минеральных ассоциаций первичного парагенезиса. Для As-содержащего эрликманита в составе третьей минеральной ассоциации характерен изотопно-тяжелый состав серы ($5.6 \pm 1.5\%$, $n=3$), что согласуется со вторичной природой As-содержащего эрликманита, образующего краевую оторочку обрастания на «ядре» Ir-содержащего осмия. Таким образом, характер вариаций изотопного состава платины, осмия и серы позволяет по-

новому охарактеризовать условия образования различных минеральных ассоциаций платиноидов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00140).

1. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
2. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышев А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд. ЦНТИ, 2001. 510 с.
3. Malitch K.N., Auge T., Badanina I.Yu., Goncharov M.M., Junk S.A., Pernicka E. Os-rich nuggets from Au-PGE placers of the Maimecha-Kotui Province, Russia: a multi-disciplinary study // *Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 76. P. 121-148.
4. Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M., Walker R.J. Evidence for the early differentiation of the core from Pt-Re-Os isotope systematics of 2.8-Ga komatiites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 237. P. 118-134.
5. Puchtel I.S., Mundl-Petermeier A., Horan M., Hanski E.J., Blichert-Toft J., Walker R.J. Ultra-depleted 2.05 Ga komatiites of Finnish Lapland: Products of grainy late accretion or core-mantle interaction? // *Chemical Geology*. 2020. V. 554. Art. No. 119801
6. Malitch K.N., Puchtel I.S., Belousova E.A., Badanina I.Yu. A combined Re-Os and Pt-Os isotope and HSE abundance study of Ru-Os-Ir alloys from the Kunar and Unga placer deposits, the Taimyr Peninsula, Polar Siberia // *Minerals*. 2022. V. 12. № 11. Art. No. 1463.
7. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Knauf V.V., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Laurite and zircon from the Finero chromitites (Italy): new insights into evolution of the subcontinental mantle // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 90. P. 210-225.
8. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiya S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.V. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chemical Geology*. 2018. V. 493. P. 316-326.
9. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // *Canadian Mineralogist*. 1991. V. 29. P. 231-237.
10. Puchtel I.S., Nicklas R.W., Slagle J., Horan M., Walker R.J., Nisbet E.G., Locmelis M. Early global mantle chemical and isotope heterogeneity revealed by the komatiite-basalt record: The Western Australia connection // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2022. V. 320. P. 238-278.
11. Brandon A.D., Snow J.E., Walker R.J., Morgan J.W., Mock T.D. ^{190}Pt - ^{186}Os and ^{187}Re - ^{187}Os systematics of abyssal peridotites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 177. P. 319-335.
12. Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W., Becker H., Grossman J.N., Rubin A.E. Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites: implications regarding early solar system processes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 4187-4201.
13. Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S. Platinum-osmium isotope evolution of the Earth's mantle: constraints from chondrites and Os-rich alloys // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 2093-2103.
14. Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F. Rhodium, gold and other highly siderophile element abundances in chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 356-379.
15. Day J.M.D., Walker, R.J., Warren, J.M. ^{186}Os - ^{187}Os and highly siderophile element abundance systematics of the mantle revealed by abyssal peridotites and Os-rich alloys // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 200. P. 232-254.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНОЙ

Мальковец В.Г.^{1,2}, Гибшер А.А.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

vladimir.malkovets@igm.nsc.ru

²*АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный*

Верхнемеловые базанитовые трубки взрыва Северо-Минусинской впадины выносят на поверхность широкий спектр глубинных ксенолитов, и, в том числе, неизменные гранат-шпинелевые и шпинелевые перидотиты [1]. Ar-Ar датирование показало, что их внедрение происходило в узком временном диапазоне ~77 млн лет [1]. Ксенолиты перидотитов были отобраны из базанитов четырех трубок: Тергешская, Конгаровская, Красноозерская-сателлит и Бараджульская, которые расположены вкрест простирания Копьевского куполовидного поднятия. Ксенолиты перидотитов представлены преимущественно шпинелевыми лерцолитами, и только в трубке Тергешская были обнаружены гранат-шпинелевые разновидности. Исследование концентрата тяжелой фракции из 20 трубок показало, магнезиальные хромистые пиропы были обнаружены также только в трубке Тергешская.

С использованием комплекса минералогических термобарометров для гранат-содержащих разновидностей была реконструирована палеогеотерма на момент внедрения базанитов ~77 млн лет. Значения рассчитанных РТ параметров образуют хорошо сформированный тренд от 15 кбар и 1000 °С до 22,3 кбар и 1180 °С. Реконструированная палеогеотерма имеет высокий тепловой поток, характерный для областей четвертичного базальтоидного магматизма в южном обрамлении Сибирской платформы [2, 3]. Рассчитанные значения Т для шпинелевых перидотитов показали разные интервалы значений минеральных равновесий для разных трубок: Тергешская 985-1040 °С, Красноозерская-сателлит 900-995 °С, Бараджульская 855-945 °С и Конгаровская 855-975 °С. Проецирование минимальных значений Т для шпинелевых перидотитов даёт минимальную глубину распространения пород шпинелевой фации глубинности литосферной мантии ~27 км. Глубину залегания Мохо под Северо-Минусинской впадиной по данным геофизических исследований составляет ~38-42 км [4]. Таким образом отмечается существенная разница между петрологической и геофизической границами Мохо. Разница между петрологической и геофизической границами Мохо может быть вызвана переслаиванием пород литосферной мантии и нижней коры; такой механизм ранее был предложен для юго-восточной Австралии [5] и юго-восточного Китая, провинция Килин [6].

Детальные минералогические, геохимические и изотопные исследования гранат-шпинелевые и шпинелевые перидотиты показали, что литосферная мантия под Северо-Минусинской впадиной имеет слоистое строение. Наименее глубинный слой представлен деплетированными разновидностями шпинелевых лерцолитов на глубинах от 27 до 37-39 км (Т = 850 - 920 °С). Наиболее глубинный слой представлен шпинелевыми и гранат-шпинелевыми лерцолитами на глубинах от 44 до 55 км (980 - ≥1050 °С). Переходный слой представлен шпинелевыми перидотитами на глубинах от 39 до 44 км (920 - 980 °С).

Клинопироксены шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов из трубки Тергешская обнаруживают деплетированные распределения редких элементов на спайдерграммах – с обеднением в области LREE. В то же время, клинопироксены из шпинелевых перидотитов из трубок Конгаровская, Красноозерская-сателлит и Бараджульская обнаруживают признаки скрытого метасоматического обогащения –

LREE, Sr, Th, U и обеднение Ti и HFSE. Данные характеристики указывают на метасоматическое обогащение перидотитов карбонатитовыми расплавами/флюидами.

Образование слоистой мантии может быть вызвано в условиях растяжения в связи с формированием девонского палеорифта ~392 млн лет. С утонением литосферной мантии и замещением её перидотитами поднимающейся астеносферной мантией с последующей ее консолидацией и “примораживанием” последней может быть связано наблюдаемое слоистое строение мантии под Северо-Минусинской впадиной.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

1. Malkovets, V. G., Litasov, Yu. D., Travin, A. V., Litasov, K. D. & Taylor, L. A. Volcanic Pipes as Clues to Upper Mantle Petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar Dating of Minusa basalts, South Siberia // International Geology Review. 2003. v. 45. p. 133-142.
2. Ionov, D. A., Ashchepkov, I. V., Stosch, H. G., Witteickschen, G. & Seck, H. A. Garnet Peridotite Xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region - The Nature of the Garnet Spinel Peridotite Transition Zone in the Continental Mantle // Journal of Petrology. 1993. v. 34. p. 1141-1175.
3. Litasov K. D. & Taniguchi H. // Mantle evolution beneath Baikal rift. 2002. Tohoku. Tohoku University.
4. Surkov, V. S., Korobeinikov, V. P., Abramov A. V., Bognibova, R. T., Morsin, P. I. & Shcheglov, A. P. // Megacomplex and deep structure of the earth crust of the Altay-Sayan fold belt. 1988. Moscow. Nauka.
5. O'Reilly, S. Y. & Griffin, W. L. A xenolith-derived geotherm for southeastern Australia and its geological implications // Tectonophysics. 1985. v. 111. p. 41-63.
6. Xu, X., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L. & Zhou, X. A xenolith-derived geotherm and the crust/mantle boundary at Qilin, southeast China // Lithos. 1996. v. 38. p. 41-62.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЛУБИННОСТИ ИСТОЧНИКОВ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
mekhonos@igc.irk.ru

Высокие содержания Ni, Cu, Co, Cr, V, ЭПГ в пикритовых магмах обусловлены обогащенностью этими элементами магмогенерирующих мантийных субстратов, что связывается с глубинными мантийными процессами, зарождающимися на границе ядро-мантия [1]. Все мантийные магмы высоких степеней плавления могут быть потенциально никеленосными, но что касается продуктивности на элементы платиновой группы (ЭПГ), то их формирование невозможно без участия глубинных мантийных плюмов [2-4].

На юге Сибири в докембрийских структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления размещаются многочисленные массивы ультраосновных-основных пород, вмещающие сульфидные ЭПГ-Cu-Ni месторождения и рудопроявления (Желос, Токты-Ой, Тартайский, Огнитский, Малозадойский, Онгурены и др.) [5-7]. В последние годы установлена связь этих ЭПГ-Cu-Ni месторождений и рудопроявлений с докембрийскими крупными изверженными провинциями [8, 9]. Поэтому изучение минералогических и геохимических особенностей этих месторождений, определение последовательностей образования минеральных ассоциаций имеют важное значение как для выявления генезиса руд, так и для разработки их поисковых критериев.

Минералы элементов платиновой группы (МПГ) разнообразны по составу: во всех массивах встречается сперрилит, сульфоарсениды Pt, Ir и Rh (холингворти, ирансит), висмутотеллуриды Pd и Pt (соболевскит, майчененит, меренскит), диарсениды Os и Ir (омейит и андуоит) [8, 10, 11]. Все палладиевые минералы и золото-серебрянные сплавы образованы на заключительной стадии развития рудоформирующей системы.

В целом рудная минерализация характеризуется высокой долей тугоплавких платиноидов, которые концентрируются в омеите и твердых растворах холлингвортит-ирарсит. Это указывает, что родоначальный расплав был образован при высокой степени мантийного плавления. Активное развитие арсенидов и сульфоарсенидов ЭПГ обусловлено повышенной активностью мышьяка в рудоформирующей системе. Все МПГ являются магматическими и образованы в результате эволюции сульфидного расплава.

Сравнивая разновозрастные ЭПГ-Cu-Ni месторождения и рудопроявления, связанные с основным и ультраосновным магматизмом, можно отметить, что при близком минеральном составе сульфидных руд, в первых преобладает пентландит, а во вторых - пирротин. Руды из месторождений Восточно-Саянской провинции при умеренных содержаниях Ni, характеризуются повышенным уровнем концентраций ЭПГ. Наблюдаемые отличия с одной стороны, вероятно, обусловлены разным составом первичных магм и сульфидной жидкости, а, с другой стороны, зональностью распределения разных типов оруденения относительно центров крупных изверженных провинций [1, 12].

К настоящему времени установлен ареально-очаговый характер размещения оруденения, связанного с проявлениями плюмового магматизма при этом четко фиксируется зональность распределения разных типов оруденения относительно центров крупных изверженных провинций (КИП) и приуроченность крупных и уникальных ЭПГ-Ni-Cu месторождений к их центральным зонам. Однако, в отличие от

фанерозойских для протерозойских КИП такую связь можно установить только в результате палеогеодинамических реконструкций.

Исследования проведены в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0006.

1. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 9, с. 1159-1187.
2. Maier W.D. Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // J. African Earth Sci. 2005. v. 41. p. 165–191.
3. Naldrett A.J. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // Econom. Geol. 2010. v. 105. p. 669—688.
4. Ernst R.E., Jowitt S.M. Large Igneous Provinces (LIPs) and metallogeny // Soc. Econ. Geol. Special Publ. 2013. v.17, p. 17—51.
5. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 11, с. 1689-1704.
6. Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю., Колотилина Т.Б., Вишневский А.В., Бенедюк Ю.П. Платинометальная минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геол. рудн. мест. 2013. № 3. с. 189—202.
7. Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В. Минералого-геохимические особенности Тартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология рудных месторождений. 2015. т. 57. № 3. с. 195—220.
8. 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.
9. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Kotov A.B., Salnikova E.B., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Stepanova A.V., Konstantinov K.M. Mesoproterozoic (ca. 1.26 Ga) Srednecheremshansk mafic–ultramafic intrusion in the southern Siberia: Signature of the Mackenzie event in Siberia // Precambrian Research, 2023. v. 390. Artcl.107038.
10. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Павлова Л.А. Первая находка минералов ЭПГ в сульфидных рудах ультрабазитов Ийско-Кукшерского прогиба // ДАН, 2008, т. 419, № 3, с. 384-386.
11. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Распределение элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири, Россия) // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 1, с. 23-40.
12. Борисенко А.С. Сотников В.И. Изох А.Э. Поляков Г.В. Оболенский А.А. Пермь-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с. 166-182.

ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕСТИТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) НА ОСНОВАНИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И RE-OS ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКИ

Милюкова А.Г.¹, Скобленко А.В.¹

¹Геологический институт РАН, г. Москва
aleksandramilyukova@gmail.ru

В строении западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), включающей палеозойские покровно-складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая, принято выделять Казахстанско-Северотяньшаньскую и Джунгаро-Балхашскую области, сложенные палеозойскими островодужными и аккреционными комплексами, среди которых также присутствуют пространственно разобщенные фрагменты офиолитовых разрезов. Отличительной особенностью Казахстанско-Северотяньшаньской области является наличие крупных блоков с докембрийской (главным образом мезо- и неопротерозойской) континентальной корой, в то время как в строении Джунгаро-Балхашской области участвуют флишевые, туфогенно-терригенные и вулканогенно-осадочные толщи силура, девона и раннего карбона, которые перекрывают нижне-среднепалеозойские офиолиты и вулканиты внутриокеанических островных дуг [1]. Офиолитовые разрезы Джунгаро-Балхашской области, включающие как плутонические части, так и кремнисто-базальтовые ассоциации, приурочены к узким протяженным сложнопостроенным зонам, к которым в пределах Казахстана относятся Тектурмаская, Агадырская и Северо-Балхашская зоны.

В строении Северо-Балхашской офиолитовой зоны участвуют серпентинитовый меланж, занимающий самое низкое структурное положение, с блоками ультрамафитов, габбро и плагиогранитов, а также пластинами кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов, олистостромовыми и кремнисто-туфогенными толщами. К юго-востоку от г. Итмурунды серпентинитовый меланж содержит тела ультрамафических пород, а также хромититов, приуроченных к низам офиолитового разреза (Итмурундинский блок). Ультраосновные породы здесь представлены в разной степени серпентинизированными гарцбургитами и, в подчиненном количестве, дунитами. Гарцбургиты - темно-зеленые породы, состоящие из оливина, ортопироксена и клинопироксена. В большинстве случаев зерна ортопироксена частично или полностью замещены серпентином; кроме того, вторичные изменения также проявлены в образовании баститовых псевдоморфоз. Вторичными минералами являются серпентин и амфибол, аксессуарными – хромшпинелиды. Дуниты, находящиеся в ассоциации с гарцбургитами, состоят из оливина и хромшпинелидов.

В породах мантийного комплекса Итмурундинского блока среди серпентинизированной массы встречаются реликты первичных минералов, таких как оливин, ортопироксен, клинопироксен и шпинель, исходя из особенностей химического состава которых можно делать выводы об условиях и обстановках формирования ультрамафитов. Оливин обладает высокой магнезиальностью (91–92), что соотносится со значениями магнезиальности в породе (91–92.8), не содержит включений, а его химический состав ($F_{0.91-92}$; $NiO = 0.39-0.40$ мас.%; $MnO = 0.11-0.13$ мас.%) сопоставим с составом мантийного оливина [2]. Состав ортопироксена ($En_{89-91}Fs_{7-8}$; $Al_2O_3 = 1.1-1.2$ мас.%; $CaO = 0.29-1.2$ мас.%; $TiO_2 = 0.0014-0.0079$ мас.%; $Cr_2O_3 = 0.37-0.52$ мас.%; $K_2O \leq 0.01$ мас.%) также соотносится с составами мантийных ортопироксенов. Шпинели имеют низкое содержание MnO (0.24–0.30 мас.%), TiO_2 (<0.02 мас.%) и $F\#$ (0.036–0.047), что согласуется с составами первичных мантийных шпинелей [3]. Также среди

первичных минералов гарцбургитов присутствует неизменный наложенными процессами клинопироксен ($\text{En}_{2.4-2.5}\text{Fs}_{49-49.4}\text{Wo}_{49-49.4}$; $\text{Mg}\# = 95-97$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8-1.0$ мас.%; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.5-0.8$ мас.%) в виде мелких округлых зерен с четкими границами, и, видимо, является равновесным с оливином и ортопироксеном.

Исходя из валового химического состава, дуниты и гарцбургиты Итмурундинского блока характеризуются типичными для мантийных пород низким содержанием Al_2O_3 (0.37–0.98 мас.%) и CaO (0.57–0.98 мас.%) и высоким содержанием MgO (44.89–45.43 мас.%) при умеренных-низких содержаниях FeO_{tot} (7.91–8.88 мас.%), что также соотносится с низким модалным содержанием клинопироксена в гарцбургитах и оцененными высокими степенями частичного плавления их мантийного источника [3]. Изученные ультрамафиты обогащены совместимыми элементами, такими как Cr (до 2817 г/т) и Ni (до 2327 г/т) и демонстрируют заметные содержания Co (95–111 г/т), Zn (38–42 г/т) и V (17–31 г/т), что типично для реститовых мантийных комплексов. Исследуемые породы характеризуются отношениями FeO/SiO_2 (0,18–0,19), $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (<0,01) и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,85–1,54), соответствующим параметрам, выведенным для изохимически серпентинизированных мантийных реститовых перидотитов ($\text{FeO}/\text{SiO}_2 = 0,170-0,202$; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 0,0065-0,0119$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 2,0$) [5].

Для пород была рассчитана степень частичного плавления, основываясь на таких параметрах состава минералов, как значения хромистости шпинели и магнезиальности оливина. Согласно проведенным расчетам, степень частичного плавления для изучаемых пород составляет 19–20%, что согласуется с высоким содержанием форстеритового компонента в оливине ($\text{Fo}_{91.73-92.47}$) и относительно высокой хромистостью шпинели ($\text{Cr}\# = 63-68$). Для образца Б1879 с более высокими значениями хромистости шпинели ($\text{Cr}\# = 95-96$) магнезиальности оливина (Fo_{92-96}), были получены более высокие значения степени частичного плавления (23–25.5).

От степени частичного плавления мантийного источника пород и последующего возможного взаимодействия пород с просачивающимися расплавами зависят концентрации высокосидерофильных элементов (ВСЭ) и величина Re/Os отношения в ультрамафитах [6]. Общее содержание ЭПГ в ультрамафитах Итмурундинского блока варьируется от 13,6 до 29,9 мг/т (в среднем 21,7 мг/т, аналогичное содержаниям ЭПГ примитивной мантии (29,1 мг/т; [7]). Концентрации Os колеблются от 4.82 до 5.78 мг/т, что выше значений для примитивной мантии ($\text{Os}_{\text{PM}} = 3.9 \pm 0.5$ мг/т; [7]), а концентрации Re (0.23–0.38 мг/т) в основном выше, реже сопоставимы с наблюдаемыми в других мантийных перидотитах и примитивной мантии ($\text{Re}_{\text{PM}} = 0.28 \pm 0.06$ мг/т; [8]). Это может указывать на умеренно несовместимое поведение и возможное добавление рения во время частичного плавления, связанное с его высокой мобильностью. Изучаемые образцы имеют субхондритовые значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения в пределах от 0.12024 до 0.12599 и очень низкие значения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ отношения – от 0.230 до 0.283. Субхондритные соотношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0.12024–0.12599), наблюдаемые для перидотитов Итмурундинского блока, можно интерпретировать как результат повторного (более позднего) процесса частичного плавления пород. Также отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (0.230–0.316) ниже, чем отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ в примитивной мантии ($^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{PM}} = 0.428$; [8]) и отсутствует зависимость между изотопными отношениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$. Таким образом, изотопные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ в изучаемых породах могли быть изменены в результате других процессов, последовавших за последним эпизодом истощения (частичное плавление), например, добавление рения. Магнетит является концентратором рения [9] и формирование мелкозернистого магнетита в перидотитах во время серпентинизации может быть связано с повторным привнесением рения.

Основываясь на результатах U-Pb (SHRIMP II) датирования плагиогранитов массивов Тесиктас и Восточный Архарсу, которые свидетельствуют о раннекембрийском (~530-520 млн лет) возрасте их кристаллизации и интерпретируются как время формирования плутонической части офиолитового разреза Северо-Балхашской зоны [1], был рассчитан модельный возраст формирования реститовых ультрамафитов Итмурундинского блока, отвечающий времени отделения расплава в процессе эволюции пород. Учитывая возможный повторный привнос рения и особенности химического и минерального состава, изучаемые породы, вероятно, сформировались при высоких степенях частичного плавления в две стадии: более ранняя – около 1,5 млрд лет, и более поздняя - около 668–589 млн лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-17-00069).

1. Degtyarev, K.E., Luchitskaya, M. V., Tretyakov, A.A., Pilitsyna, A. V. and Yakubchuk, A.S. 2021. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean. *Lithos*, 380–381, 1058182.
2. Arai, S. 1980. Dunitе—Harzburgite—Chromitite Complexes as Refractory Residue in the Sangun—Yamaguchi Zone, Western Japan // *Journal of Petrology*, 21, 141–165
3. Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B. and Hofmann, A.W. 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature* 2001 410:6829, 410, 677–681
4. McDonough, W.F. and Sun, S. s. 1995. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 120, 223–253
5. Bazylev B. 1998. Petrochemical criteria for the recognition of residual spinel peridotites among ultramafic rocks in different tectonic settings. In: 6th Zonenshain Conference on Plate Tectonics & Europrobe Workshop on Uralides. Programme and Abstracts. P.4.
6. Shirey, S.B. and Walker, R.J. 1998. The Re-Os Isotope System in Cosmochemistry and High-Temperature Geochemistry // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 423–500
7. Becker, H., Horan, M.F., Walker, R.J., Gao, S., Lorand, J.P. and Rudnick, R.L. 2006 Highly siderophile element composition of the Earth’s primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 4528–4550
8. Meisel, T., Moser, J., Wegscheider, W., 2001. Recognizing heterogeneous distribution of platinum group elements (PGE) in geological materials by means of the Re-Os isotope system. *Fresenius J. Anal. Chem.* 370, 566–572.
9. Righter, K., Chesley, J.T., Geist, D. and Ruiz, J. 1998. Behavior of Re during Magma Fractionation: an Example from Volcán Alcedo, Galápagos // *Journal of Petrology*, 39, 785–795

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ ПАДОС-ТУНДРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Мокрушин А.В.¹, Смолькин В.Ф.², Рундквист Т.В.¹

¹Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты
a.mokrushin@ksc.ru

²Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

На северо-западе России, в юго-западной части Кольского региона расположены интрузивные массивы серпентинит-дунит-гарцбургит-ортопироксенитов нотозерского комплекса, количество которых достигает более сотни. Наиболее крупный массив Падос-тундра имеет длину 6 км, мощность – от 1,5 до 2,1 км, площадь 13,41 км², по данным геофизических исследований прослеживается на глубину более 3,0 км. Ритмично-расслоенная серия, представленная сингенетическим рядом пород (дуниты-гарцбургиты-ортопироксениты), слагает основной объем массива. В обобщенном разрезе массива, от южного контакта к северному, выделяется семь ритмов. Каждый ритм начинается с дунитов и завершается ортопироксенитами. В северо-восточной части массива выделен Дунитовый блок (дунитовая часть седьмого ритма), в котором находятся горизонты хромитовых руд и многочисленные столбообразные и линзовидные магнетит-хромитовые тела [1]. В породах массива Падос-тундры развиты типичные кумулятивные структуры. В крупных кристаллах ортопироксена присутствуют мелкие вроски оливина, клинопироксен и плагиоклаз находятся в интеркумуляусе по отношению к ортопироксену [2].

До настоящего времени формационная принадлежность массивов нотозерского комплекса, геологический возраст их пород и генезис хромитового оруденения достоверно не были определены. Так массивы были отнесены к альпинотипным гипербазитам [3], гипербазитовой формации [4], протрузиям или мантийным реститам [5], а в последние годы к коматиитовой ассоциации [6].

Массивы нотозерского комплекса расположены вблизи зоны глубинных тектонических нарушений, разделяющих крупные геологические структуры – Беломорский мегаблок, зеленокаменный пояс Тана и Лапландский гранулитовый пояс. Последний представляет собою гигантский клин тектонических пластин и линз, выдвинутый из нижней коры 2.0-1.9 млрд лет назад. В этот же период массивы нотозерского комплекса претерпели интенсивные тектонические деформации и метаморфические преобразования, в результате которых их первичная морфология и внутренняя структура были нарушены с разлинзованием рудных горизонтов, дуниты и гарцбургиты превращены в серпентиниты, ортопироксениты в куммингтонит-антофиллитовые амфиболиты; метаморфические процессы прошли в два периода – 2.08 и 1.87 млрд лет. Эти данные полностью совпадают с последними этапами ретроградного метаморфизма в пределах Тана и Лапландского гранулитового поясов [7].

В 90-е годы XX века на Падос-тундре было выявлено четыре горизонта вкрапленных хромитовых руд пластового типа, а также ряд линзовидных и столбообразных хромитовых рудных тел. Рудопроявления хромита приурочены к дунитам или аподунитовым серпентинитам. Суммарные прогнозные ресурсы руды (P₁) составляют 2663 тысячи тонн [1]. Состав хромита отвечает магноалюмохромиту, кристаллизация его происходила совместно с высокомагнезиальным оливином при низкой фугитивности кислорода и в отсутствие серы. Хромитовое оруденение представлено преимущественно бедными рудами. Одной из причин этого является интенсивное замещение первичного хромита вторичным хроммагнетитом с освобождением и рассеиванием хрома.

Сравнительный анализ состава рудного хромита рудопроявления Падос-тундра и месторождений Сопчеозерское (Дунитовый блок Мончеплутона), Аганозерское (Бураковский плутон) и Кеми, а также месторождений в архейском зеленокаменном поясе Гверу-Шуругви (Зимбабве) показал, что массив Падос-тундра по набору пород, их минералогическому и геохимическому составу, и хромитовому оруденению наиболее сопоставим с Сопчеозерским месторождением и вмещающими его породами ультрамафитового состава [8]. И поэтому может быть включен в комплекс расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита. По возрасту пород (2.48 млрд лет) он формировался синхронно со второй Финско-Карельской группой интрузий, внедрение которых произошло после первого этапа заложения палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов в результате глобального рифтогенеза [9].

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием ГИ КНЦ РАН по теме НИР № 0226-2019-0053.

1. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-тундра на Кольском полуострове // Отечественная геология, 2005, № 6, с. 52-60.
2. Мокрушин А.В., Рундквист Т.В., Смолькин В.Ф. Серпентинитовый пояс и хромитоносная интрузия Падос-тундра - обзор существующих представлений, новые данные и перспективы // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2022, № 19, с. 227-237.
3. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л. Изд-во: Недра. 1971. С. 147-153.
4. Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л., Наука, 1980
5. Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М. Изд-во: Наука. 1989. 260 с.
6. Barkov A.Y., Korolyuk V.N., Barkova L.P. and Martin R.F. Double-Front Crystallization in the Chapesvara Ultramafic Subvolcanic Complex, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // Minerals. N° 1. 2020. V. 10. P. 14.
7. Kaulina T.V., Nerovich L.I., Bayanova T.B., Yapaskurt V.O. Sequence of geological processes in the Central and North-Eastern part of the Lapland granulite belt: isotope-geochemical data on zircon and the results of geological-petrological studies // Geochemistry, 2014 Vol. 7, pp. 625-645.
8. Mokrushin, A.V., Smol'kin, V.F. Chromite Mineralization in the Sopcheozero Deposit (Monchegorsk Layered Intrusion, Fennoscandian Shield). // Minerals, 2021, 11, 772. <https://doi.org/10.3390/min11070772>
9. Smol'kin V.F., Mokrushin A.V., Chistyakov A.V. Layered Intrusions of Paleoproterozoic Age in the Kola and Karelian Regions // Minerals, 2023, 13, 597. <https://doi.org/10.3390/min13050597>

ОСОБЕННОСТИ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СУЛЬФИДОВ МЕДИ НА ПРИМЕРЕ ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Морохин А.И., Шумилова Т.Г.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

alexey.morokhin@gmail.com

Волковское медно-железо-ванадиевое месторождение (Средний Урал) является одним из крупнейших в России магматических месторождений меди. Главными носителями меди в рудах являются борнит и халькопирит, в незначительном количестве встречаются халькозин и ковеллин [1]. Ранее с целью выделения сортов медных руд на месторождении проводилось детальное изучение сульфидной минерализации, в ходе которого были выделены и охарактеризованы разновидности борнита, образующие четкие парагенетические ассоциации с халькопиритом и с сульфидами ряда халькозин-ковеллин [2]. Борнит, халькопирит и дигенит относятся к высокомедистым парагенетическим ассоциациям минералов системы Cu-S и Cu-Fe-S [3]. Особый интерес вызывает специфика разновидностей сульфидов меди Волковского месторождения, имеющая важное значение при обогащении руд [2, 4].

Отмечалось, что борнит Волковского месторождения имеет немного повышенное содержание железа [1], о существенно низком содержании меди указывалось в работе [2], но технологического значения ранее этому не придавалось [4]. В то же время, в литературе известно о высокожелезистом борните с существенным дефицитом меди. Подобный борнит получил название «аномальный борнит» или «х-борнит» [3]. Достаточно подробные сведения о составе аномальных борнитов приводятся в работе [5]. Авторы указывают, что аномальный борнит содержит на 2 мас.% больше серы, богаче железом и беднее медью по сравнению со стехиометрическим (Cu_5FeS_4). Таким образом, в настоящее время проблема изучения «аномального борнита» имеет актуальное значение.

Однако, несмотря на важность определения соотношений элементов в борните и проведенные ранее исследования, в ходе наших исследований медной минерализации выяснено, что до сих пор остается неопределенность при выборе условий корректного выполнения микрозондового анализа для определения состава борнитов и сопутствующих сульфидов меди.

Целью настоящей работы было выяснение влияния условий микрозондового анализа при изучении борнита, халькопирита и дигенита, определение оптимальных условий накопления энергодисперсионных спектров, а также выявление достоверного отклонения соотношений между катионами и серой от стехиометрических соотношений в сульфидах меди Волковского месторождения.

В ходе работы использованы оптическая микроскопия в отраженном свете (микроскоп ПОЛАМ-215, ЛОМО, Санкт-Петербург, Россия) и сканирующая электронная микроскопия (VEGA 3 TESCAN, Tescan, Чехия) с энергодисперсионным спектрометром VEGA 3LMN, INCAENERGY 450 (аналитик Е. М. Тропников). Выявление оптимальных условий микрозондового анализа для определения состава сульфидов меди проводилось накоплением сигнала по площади 50 мкм^2 на поверхности полированных шлифов. В проведенных экспериментах диапазон ускоряющего напряжения составлял от 5 до 25 kV (с шагом 2 kV), ток пучка электронов постепенно уменьшался (800 pA) до минимального значения (125 kV), затем анализ повторялся в том же месте.

Согласно результатам микрозондовых исследований борнита установлено, что при постепенном увеличении напряжения от 5 до 15 кВ и при уменьшении интенсивности тока от 800 до 240 pA, значения содержаний Cu и S существенно варьируют в следующих пределах: Cu от 56.7 до 52.27 ат. % и S от 31.21 до 37.83 ат. %. Содержание Fe, напротив, остается практически постоянным во всем диапазоне условий съемки. Показания по содержанию элементов в борните приобретают постоянные значения при напряжении выше 17 кВ (315 pA) и не меняются до 25 кВ (125 pA), соотношения $\sum Me/S$ остаются практически неизменными ($1.43 \div 1.46$), с разницей в пределах погрешности микрозондового анализа. При повторном анализе с постепенным уменьшением напряжения (от 25 до 5 кВ) соотношение компонентов соответствует начальному, что указывает на отсутствие миграции меди в борните при энергетическом воздействии электронным пучком. Из последнего следует, что наблюдаемые «искажения состава» борнита связаны с техническими особенностями накопления энергодисперсионных спектров при разной энергетической интенсивности пучка электронов.

Результаты микрозондовых исследований состава борнита Волковского месторождения при использовании напряжения в диапазоне 17 кВ \div 25 кВ на основе 10 измерений и расчета кристаллохимической формулы подтверждает дефицитность волковского борнита по меди – $Cu_{4.77}Fe_{1.04}S_4$.

Аналогичные условия «стабильного» поведения при микрозондовом анализе нами были обнаружены и при определении состава халькопирита. Формула минерала становится близкой к стехиометрической (в среднем из 6 измерений) при 17 кВ (315 pA) и практически не меняется до 25 кВ (125 pA) – $Cu_{0.97}Fe_{0.99}S_4$.

Состав дигенита изученный в аналогичных условиях, в рамках погрешности метода соответствует составу (в среднем из 4 измерений) $Cu_{1.87}S$. Однако, в дигените соотношение атомов Cu/S ($1.86 \div 1.90$) становится стабильным при 15 кВ (235 pA) и остается практически неизменным до 25 кВ (125 pA).

Таким образом, в результате изучения сульфидов меди с помощью микрозондового анализа удалось обнаружить, что на корректность анализа химического состава минералов существенно влияет выбор условий накопления энергодисперсионных спектров. Ощутимые техногенные искажения составов борнита и халькопирита наблюдаются при напряжении 5 \div 15 кВ, в то время как для дигенита этот диапазон уменьшается до 13 кВ. Проведенные исследования в диапазоне 17 \div 25 кВ для борнита, халькопирита и для дигенита 15 \div 25 кВ, показали достаточно стабильное поведение составов в ходе накопления сигнала. Использование корректных условий микрозондового анализа (17 \div 25 кВ) состава борнита Волковского месторождения подтверждает наличие ощутимого дефицита меди в минерале.

Исследования проведены в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН в рамках НИР госзадания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Авторы выражают благодарность Е.М.Тропникову за помощь в проведении микрозондовых исследований.

1. Кашин С.А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1948. № 9.
2. Шумилова Т.Г., Шевчук С.С., Makeев Б.А. Разновидности борнита Волковского месторождения – ключ к выявлению технологических сортов медных руд // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения – 2014): Матер.минер. Семинара с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 19-22 мая 2014. С. 252-253.
3. Габлина И.Ф. Сульфиды меди и меди-железа как индикаторы условий образования и преобразования руд // Федоровская сессия 2008: Междун. научн. конференция: [С.-Петербург. 8-10 окт. 2008 г.]: Тез. докладов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. С. 32–34.
4. Изойтко В.М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука 1997. 582 с.

5. Sillitoe R., Clark A. Copper and copper-iron sulfides at the initial products of supergene oxidation, Capiapo Mining District, Northern Chile. – Amer. Mineral., 1969, v. 54, N 11 – 12, p. 1684-1710.

PGE-Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЕ ГАББРОНОРИТ-ПЕГМАТИТА МАССИВА Н-К-Т (МОНЧЕГОРСКИЙ ПЛУТОН, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Орсоев Д.А.¹, Смолькин В.Ф.², Мехоношин, А.С.³

¹*Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
tagma@ginst.ru*

²*Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва*

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

Среди разнообразных по составу и условиям нахождения пегматоидных проявлений Мончегорского плутона особое место занимают пегматитовые тела в массиве Нитис-Кумужья-Травяная (Н-К-Т). Их особенностью является пространственная и генетическая связь с сульфидными жилами - они располагаются в верхних окончаниях жил. В 1962 году был обнаружен и описан другой тип рудного пегматита [1, 2]. В отличие от первого он не контактировал с сульфидной жилой, имел другую морфологию тела, обладал ядром сплошных сульфидов и огромными размерами индивидов пироксенов и плагиоклаза. Этот рудный пегматит был вскрыт в верхней части зоны переслаивания гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов южной части массива Н-К-Т при проходке одного из штреков в шахте № 4. Тело имеет в горизонтальной плоскости уплощенную (близкую к овальной) форму с уменьшением размеров сверху вниз. Контуры его извилистые с постепенными переходами во вмещающие оливиновые ортопироксениты. Максимальная протяженность тела в горизонтальной плоскости с севера на юг ~ 9 м, с запада на восток ~ 16 м, а в вертикальном разрезе протягивается примерно на 15 м.

Силикатная его часть представлена плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами. Широким развитием пользуются Са-амфиболы, флогопит и апатит. В качестве вторичных минералов отмечаются актинолит, хлорит, тальк, гранат, эпидот, титанит, кварц; акцессорные минералы представлены апатитом, бадделейтом, монацитом. Характерно широкое развитие кальцита и доломита. В его строении можно выделить 3 зоны. (1) Верхняя часть (ядро) представлена сплошными сульфидами и занимает основной объем тела, достигая в поперечнике 10-15 м. (2) Грубо- и гигантозернистых габброноритов крайне неоднородного строения с интерстициальным развитием крупных сульфидных агрегатов. (3) Крупнозернистых пород того же состава, но содержащих меньше сульфидов. В области непосредственного контакта пегматит постепенно переходит во вмещающие средне-равномернозернистые ортопироксениты.

Сульфидная часть рудного пегматита сложена пирротин-пентландит-халькопиритовым парагенезисом. Второстепенные и редкие минералы – магнетит, ильменит, пирит, галенит, сфалерит, вюрцит. Пирротин представлен смесью гексагональной и моноклинной модификациями, нередко наблюдаются их взаимные пластинчатые структуры распада. В направлении к зоне контакта доля гексагонального пирротина увеличивается. Пентландит чаще всего развивается по границам зерен пирротина, образуя петельчатую структуру. реже встречаются его порфиридные и пламенивидные выделения. Составы пирротин и пентландита четко коррелируются между собой, демонстрируя фазовое соответствие, указывающее на совместную кристаллизацию. Халькопирит в количественном отношении уступает пентландиту и чаще всего развивается в виде прожилков. Однако, в зоне 2 отмечаются участки его обильного развития с небольшой долей кубанита, талнахита и хейкокита.

В таблице помещены содержания рудогенных элементов и благородных металлов в породах рудного пегматита. Анализ полученных данных показал их тесную связь между собой. Суммарное содержание ЭПГ варьирует от 0.107 г/т в слабо

сульфидизированном лейкогаббро (обр 38-14) и до 66.945 г/т в существенно медистой руде (обр. 38-7). Особенности оруденения определяются резким преобладанием Pd (0.0941-64.2284 г/т) над Pt (0.00432-2.7045 г/т) с величиной отношения Pd/Pt = 3.89-23.75, а также суммы Pd, Pt и Rh над группой редких платиноидов (Ru, Ir, Os). Максимальные содержания Pd и Pt выявлены в медистой разновидности руд при самых низких концентрациях других платиноидов, особенно Ir. Выявлена обратная зависимость между величинами отношений Ni/Cu и Pd/Pt, а также прямая - между концентрациями Pd и Pt. В обоих случаях эти зависимости образуют единый тренд с данными по другим месторождениям массива Н-К-Т («Жильное поле» и «Донная залежь»).

Табл. 1. Содержание рудогенных элементов (мас %) и благородных металлов (мг/т) в породах рудного пегматита

Элемент	38-3	38-13	38-1	38-2	38-5	38-7	38-14	38-11
S	26.15	17.94	1.83	0.66	5.14	5.01	0.62	1.61
Ni	8.170	8.250	0.346	0.125	0.870	0.095	0.072	0.330
Co	0.079	0.206	0.016	0.005	0.030	0.006	0.003	0.012
Cu	0.210	0.170	0.405	0.135	0.270	3.497	0.260	0.480
Pd	2207.8	2856.2	549.3	727.5	400.0	64228.4	94.1	250.0
Pt	422.1	735.1	63.8	84.9	82.1	2704.5	4.3	33.0
Rh	478.1	69.8	23.7	4.2	95.3	8.6	3.9	3.9
Ru	42.3	15.2	3.1	1.4	5.5	2.4	3.1	2.9
Ir	84.1	39.6	5.1	0.6	19.7	1.1	1.3	1.2
Os	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	98.0	120.0	80.0	62.0	85.0	7500.0	38.0	60.0
Ag		1640		762	1900	29700	681	1750

Примечание. 38-3, 38-13 – ядро сплошных сульфидов (1 зона); 38-1, 38-2, 38-5, 38-7, 38-14 – габбронориты с сульфидами (зона 2); 38-11 – к/з ортопироксенит с сульфидами (зона 3). Содержание S определялось гравиметрическим методом, Ni, Cu и Co – атомно-эмиссионным спектральным анализом, благородные металлы – методом ICP MS. Содержание Os ниже предела чувствительности анализа - 0.8 мг/т.

Минимальные содержания Au и Ag (0.038 и 0.681 г/т, соответственно) зафиксировано в лейкогаббро (обр. 38-14), а максимальные - (7.5 и 29.7 г/т, соответственно) в габбронорите с медистой разновидностью руды (обр. 38- 7). Как и ЭПГ, поведение Au и Ag контролируется фракционированием сульфидного расплава. Совместное нахождение Au и Ag подтверждается четко проявленной между ними положительной корреляцией.

Доминирующими минералами ЭПГ являются висмутиды и висмито-теллуриды Pd и Pt: майченерит PdBiTe, соболевскит Pd(Bi,Te) фрудит PdBi₂, меренскит PdTe₂ и мончеит PtTe₂). В количественном отношении самым богатым на минералы ЭПГ является существенно медистая разновидность руды. Большая часть зерен минералов ЭПГ приурочена к сульфидным агрегатам. Встречаются они и вне сульфидов, слагая отдельные зерна и прожилки на участках развития постмагматических ассоциаций. Минералы Au и Ag представлены электрумом (AuAg) и гесситом (Ag₂Te). Обнаружен очень редкий в природе минерал - сервеллеит (Ag₄TeS).

Характер взаимоотношений рудных минералов с силикатной матрицей указывают на существование в объеме рудного пегматита несмешиваемой сульфидной жидкости. Ее отделение (ликвация) произошло на раннемагматической стадии при температурах выше 1200°C. При остывании, начиная с температуры ~1100°C, из сульфидной жидкости первым начинает выделяться моносульфидный твердый раствор (*Mss*), дальнейший его распад приводит к появлению пирротина, пентландита и халькопирита. В случае содержания Cu более 4.5 мас. % из *Mss* обособляется промежуточный твердый раствор (*Iss*), который устойчив в интервале температур 800-300°C. При охлаждении ниже 550°C *Iss* разлагается на халькопирит и пирротин, а далее к ним присоединяются кубанит и низкотемпературные минералы – талнахит и хейкокит.

Концентрирование благородных металлов контролируется сульфидной фазой, что объясняется очень высокими их коэффициентами распределения (K_D) между сульфидным и силикатным расплавами. Так для Pd и Pt он равен ($n \cdot 10^3$), Au и Ag - ($n \cdot 10^2$) [3, 4]. Также высокие коэффициенты распределения в пользу сульфидной жидкости характерны и для других халькофильных элементов, которые являются важными лигандами для ЭПГ, например, Bi имеет 316 ± 38 , а Te – 4478 ± 1146 [3]. Медистый тип по сравнению с железистым более обогащен Bi, Sb, Pb, Zn и, отчасти, Te, что указывает на их накопление в *Iss*. При достаточном насыщении этими элементами в результате его низкотемпературных субсолидусных превращений происходило формирование ассоциации висмута-теллуридов и теллуридов Pd, Pt и Ag, а также сплавов Au-Ag. Согласно экспериментальным данным, синтетический фрудит PdBi₂ плавится при 480°C, а серия PdBi-PdTe (соболевскит-меренскит-котульскит) устойчива в интервале температур 610 - 736°C [5]. Синтетический майченерит не стабилен при температуре выше 501°C [6].

Вместе с тем, мы не исключаем и другой механизм образования какой-то части минералов благородных металлов, а именно путем переотложения их ранних фаз совместно с сульфидами при автотасоматических процессах с участием флюидов. Свидетельством этого служат нередкое сонахождение их выделений с минералами автотасоматической стадии.

Исследования проводились в рамках государственного задания ГИН СО РАН им. Н.Л. Добрецова по проекту АААА-А21-121011890029-4 и при частичной финансовой поддержки гранта РФФ 22-27-00419.

1. Козлов Е.К., Докучаева В.С., Богданов И.С. Уникальный рудный габбро-норитовый пегматит горы Ниттис в Мончу-тундре // Матер. по минералогии Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1962, с. 86-99.
2. Челищев Н.Ф. О двух генетических группах пегматитов Мончегорского плутона // Тр. ИМГРЭ, вып. 8, 1962, с. 249-263.
3. Patten C., Barnes S.-J., Mathez E.A., Jenner F.E. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets // Chem. Geol., 2013, v. 358, p. 170-188.
4. Mungall J.E., Brenan J.M. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, v. 125, p. 265-289.
5. Evstigneeva T., Boeva N., Vymazalova A., Trubkin N. Peculiarities of phase formation in the system Pd-Bi-Te. // 21st General Meeting of the International Mineralogical Association, Sandton Convention centre in the Gauteng province of South Africa, 2014, v. 702, p. 103.
6. Hoffman E., Maclean W.H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // Econ. Geol., 1976, v. 7, p. 1461-1468.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Пенкина В.А.^{1,2}, Котлер П.Д.^{1,2,3}, Куликова А.В.^{1,2,3}, Хромых С.В.^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск

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

³Казанский федеральный университет, Казань

Жарма-Саурская зона представляет собой палеоостроводужную систему девон-каменноугольного возраста и является частью Обь-Зайсанской складчатой системы, которая была сформирована в позднепалеозойское время на окраине Казахстанского палеоконтинента в ходе эволюции Палеоазиатского океана.

По геологическому строению, составу горных пород и структурному характеру Жарма-Саурская зона разделяется на западную Жарминско-Сарсазанскую и восточную Воронцовско-Саурскую подзоны [1]. Изучаемые вулканические породы принадлежат к двум вулканогенно-осадочным толщам Воронцовско-Саурской подзоны – визейской кояндинской (С_{1kn}) и турнейской терсайрыкской (С_{1trs}) свитам. На геологической карте (лист М-44-XXXIV) кояндинская свита обозначена отложениями фаменского яруса верхнего девона по малочисленным палеонтологическим находкам конодонтов и брахиопод, которые предоставляют широкий временной диапазон от верхнего девона до карбона включительно. Кояндинская свита распространена в западной части Воронцовско-Саурской подзоны к западу от Саркульского разлома и представлена кремнистыми алевролитами, кремнями, полимиктовыми и туфовыми песчаниками, туфами, базальтами с подушечной отдельностью, реже андезитами [2]. Терсайрыкская свита имеет широкое распространение в Воронцовско-Саурской подзоне к северо-востоку от Саркульского разлома. В разрезе терсайрыкской свиты находятся преимущественно андезиты, реже встречаются основные и кислые вулканические породы, лавобрекчии, туфы, полимиктовые песчаники, кремнистые алевролиты [2].

Проведено U-Pb датирование детритовых цирконов из туфопесчаников кояндинской и терсайрыкской свит. И поскольку было показано [3], что данные песчаники скорее всего были продуктом размыва вулканических пород кояндинской и терсайрыкской свит, то мы можем говорить о возрасте изучаемых вулканических пород. Все цирконы мелкие и средние по размеру (40 до 130 мкм), прозрачные, бесцветные, иногда с желтоватым оттенком. Зерна неокатанные и имеют преимущественно призматическую, реже изометричную форму. Цирконы характеризуются осцилляторной зональностью и Th/U отношением от 0.21 до 2.15, что говорит об их магматическом происхождении [4]. Значения возрастов (N = 64) детритовых цирконов из туфопесчаника кояндинской свиты лежат в интервале от 330 до 372 млн лет с основным пиком на 348 млн лет, что отвечает турнейскому ярусу раннего карбона. Возраст самой молодой популяции (N = 4) цирконов – 331.4 ± 8.4 млн лет (визейский ярус). Для терсайрыкской свиты значения возрастов (N = 69) цирконов лежат в интервале от 339 до 392 млн лет с главным пиком на 355 млн лет, что также соответствует турнейскому ярусу раннего карбона. Средневзвешенный возраст самой молодой популяции (N = 4) цирконов – 341.0 ± 11 млн лет, что отвечает визейскому ярусу раннего карбона. Возрастные значения детритовых цирконов определялись методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в центре Геотермохронологии Казанского федерального университета (КФУ).

По петрографии вулканические породы кояндинской свиты представлены базальтами и андезибазальтами с афировой и порфировой структурами. Текстуры – массивная, пористая и миндалекаменная. Вкрапленники в андезибазальтах представлены

плаггиоклазом и клинопироксеном. Структура основной массы – микролитовая или апоинтерсертальная с плаггиоклазом, хлоритом, эпидотом и рудным минералом. В терсайрыкской свите выделяются андезибазальты и андезиты. Андезибазальты с массивной, пористой и миндалекаменной текстурой, миндалины выполнены кальцитом, эпидотом и хлоритом. Структура пород – порфировая, редко олигофирная. Вкрапленники в андезибазальтах представлены плаггиоклазом и клинопироксеном. Структура основной массы толеитовая или микролитовая. У андезитов текстура миндалекаменная (миндалины из пренита и хлорита), реже массивная. Выделяются порфировые, гломеропорфировые и пойкилитовые структуры. Порфиры представлены часто зональным плаггиоклазом, клинопироксеном и бурым иногда зональным амфиболом, в котором нередко встречаются хадокристаллы плаггиоклаза. Структура основной массы андезитов гиалопилитовая (андезитовая), микролитовая и местами пилотакситовая, в которой присутствуют плаггиоклаз, хлорит, эпидот и рудный минерал, редко клинопироксен.

На TAS диаграмме точки образцов кояндинской свиты попадают в области базальтов, андезибазальтов и трахибазальтов. В терсайрыкской свите выделяются субщелочные разности, которые принадлежат преимущественно трахиандезибазальтам и трахиандезитам. По содержанию K_2O породы кояндинской свиты относятся преимущественно к умеренно-калиевой известково-щелочной серии, а вулканы терсайрыкской свиты преимущественно к низко-калиевой толеитовой серии, меньше к умеренно-калиевой известково-щелочной серии. Для пород кояндинской свиты $Mg\#$ варьирует от 57.54 до 72.33 ($MgO = 2.45-7.06$ мас.%) при содержании SiO_2 от 46.58 до 57.23 мас.%, TiO_2 от 0.63 до 1.30 мас.% и $Al_2O_3 = 16.57-19.73$ мас.%, вулканические породы терсайрыкской свиты характеризуются $Mg\#$ от 30.75 до 74.59 ($MgO = 1.43-5.40$ мас.%) с содержанием SiO_2 от 52.38 до 62.87 мас.%, TiO_2 от 0.48 до 1.58 мас.% и $Al_2O_3 = 14.84-18.86$ мас.%. Распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для вулканических пород кояндинской свиты показывают слабое обогащение легкими РЗЭ с $(La/Yb)_n$ от 2.76 до 3.63, плоское распределение тяжелых РЗЭ $(Gd/Yb)_n$ от 1.15 до 1.59 и отсутствующий или слабо проявленный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.75-1.03$). На мультиэлементных спектрах, нормированных на примитивную мантию, видны явные отрицательные аномалии по ниобию: $(La/Nb)_{pm}$ от 2.16 до 4.05, $(Th/Nb)_{pm}$ от 2.17 до 5.71, титану и положительные аномалии по Sr, что указывает на надсубдукционную природу вулканических пород [5]. Данные по изотопному составу Nd для одного образца кояндинской свиты показывают высокое положительное значение $\epsilon Nd(t) = + 6.91$, указывающее на значительный вклад материала океанической коры при формировании вулканических пород в процессе субдукции.

Таким образом, проявление магматизма Жарма-Саурской дуги приурочено к восточной Воронцовско-Саурской подзоне, среди которой распространены вулканогенно-осадочные свиты – кояндинская и терсайрыкская. Вулканические породы представлены базальтами, часто с подушечной отдельностью, что говорит о подводном излиянии магмы, а также андезибазальтами и андезитами. Возраст активного проявления магматизма Жарма-Саурской дуги соответствует турнейскому ярусу раннего карбона, который был получен исходя из данных по детритовым цирконам их туфопесчаников кояндинской и терсайрыкской свит, которые были продуктом разрушения вулканической дуги. Породы двух свит отделяются по сериям – умеренно-калиевая известково-щелочная для пород кояндинской свиты и низко-калиевая толеитовая для терсайрыкской свиты. Данные по редким элементам и изотопии Nd для пород кояндинской свиты указывают на их надсубдукционное происхождение с влиянием материала океанической коры.

Исследование выполнено за счет гранта Российского Научного Фонда № 22-77-00061.

1. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. – 289 с.
2. Геологическая карта восточного Казахстана. Масштаб 1:200000. Зайсанская серия. Лист М-44-XXXIV. Объяснительная записка. – Усть-Каменогорск: ТОО ГРК «Топаз», 2014. – 262 с.
3. Пенкина В.А., Котлер П.Д. Развитие восточной окраины Казахстанского составного континента в среднем-позднем палеозое по результатам изучения песчаников // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийской научной конференции (с иностранным участием). М.: Геологический институт РАН. – 2023. – С. 157-161.
4. Heaman L.M., Bowins R.J., Crocket J.H. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – V. 54. – P. 1597-1607. – 1990.
5. Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*. – 1995. – V. 23. – P. 251-285.

ВТОРИЧНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ ОЛИВИНА И ЭНСТАТИТА В ГАРЦБУРГИТАХ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА)

Пешков А.А., Чернышов А.И.

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
peschkov@rambler.ru*

Агардагский массив является наиболее крупным в составе Южно-Тувинского офиолитового пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне сочленения Сангиленского срединного сиалического массива с раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоной [1]. Массив располагается в юго-западной части Южно-Тувинского офиолитового пояса. Он имеет линзовидную форму и протяженность около 23 км при ширине до 3,2 км и вытянут в северо-восточном направлении согласно с региональной структурой [2]. Контакты Агардагского массива часто осложнены проникающими в него тектоническими клиньями кристаллических сланцев. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами с прослоями известняков, кремнистых и терригенных пород венд-кембрийского возраста [3]. Массив преимущественно сложен породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса с преобладанием гарцбургитов [4]. Дуниты и гарцбургиты часто интенсивно серпентинизированы. В восточной части массива в экзоконтактовых зонах габброидных интрузий встречаются верлиты и клинопироксениты. В массиве среди дунитов и гарцбургитов выявлены многочисленные, небольшие по размерам тела хромититов [3].

Гарцбургиты Агардагского массива являются умеренно деплетированными мантийными образованиями и представлены относительно свежими, часто серпентинизированными разностями. Их структура среднезернистая, текстура однородная, реже директивная. Они сложены, главным образом, оливином (~70–85%), при подчиненной роли энстатита (~15–30%), в качестве акцессорного минерала отмечается хромшпинелид.

Оливин в гарцбургитах образует субизометричные зерна с плавными заливообразными границами. Их размер 3–6 мм. Удлиненные зерна нередко обнаруживают предпочтительную ориентировку и отражают направление директивности. Для пластически деформированных зерен оливина отмечается неоднородное погасание и полосы пластического излома. Оливин представлен форстеритом с содержанием фаялитовой составляющей 7,63–8,78 %.

Устанавливается последовательное замещение зерен оливина, в начале волокнистым хризотилом, затем чешуйчатым антигоритом. Хризотил, образует петельчатые поперечно-волокнистые жилки в зернах оливина и нередко полностью их замещает. Он отличается низкой железистостью ($F=0,87-1,38$). При этом в процессе серпентинизации железо обособляется в самостоятельную фазу в виде тонкой вкрапленности магнетита, который тесно ассоциирует с хризотилом. Чешуйчатые агрегаты антигорита представляет позднюю генерацию серпентина, которые накладывается на исходные зерна оливина и хризотиловые агрегаты. При этом антигорит отличается от хризотила большей железистостью ($F=2,46-2,51$).

Ортопироксены наблюдаются в виде субизометричных и неправильных по форме зерен. Их размер от 3 до 6 мм. В пластически деформированных индивидах проявляется неоднородное погасание и полосы излома. Ортопироксены в гарцбургитах характеризуются высокой магниальностью при низкой железистости и глиноземистости. Они представлены энстатитом малоглиноземистого типа ($E_p=90,00-91,23\%$, $F_s=7,08-8,42\%$, $W_o=1,58-1,69\%$).

Энстатит интенсивно замещается вторичными минералами: баститом, оливином, клинопироксеном, тремолитом, серпентином, магнетитом (рис. 1). Нами выделено четыре типа мономинеральных псевдоморфоз: баститовые, тремолитовые, клинопироксеновые, оливиновые [5]. Псевдоморфозы *бастита* по энстатиту встречаются в серпентинизированных гарцбургитах (рис. 1, а). Они бесцветные, прозрачные, рельеф отсутствует. Псевдоморфозы бастита полностью унаследуют исходную структуру зерен энстатита. В них отчетливо выражена призматическая спайность, они выделяются низкими цветами интерференции. Погасание прямое, часто неоднородное субблоковое, иногда отмечаются полосы пластического излома.

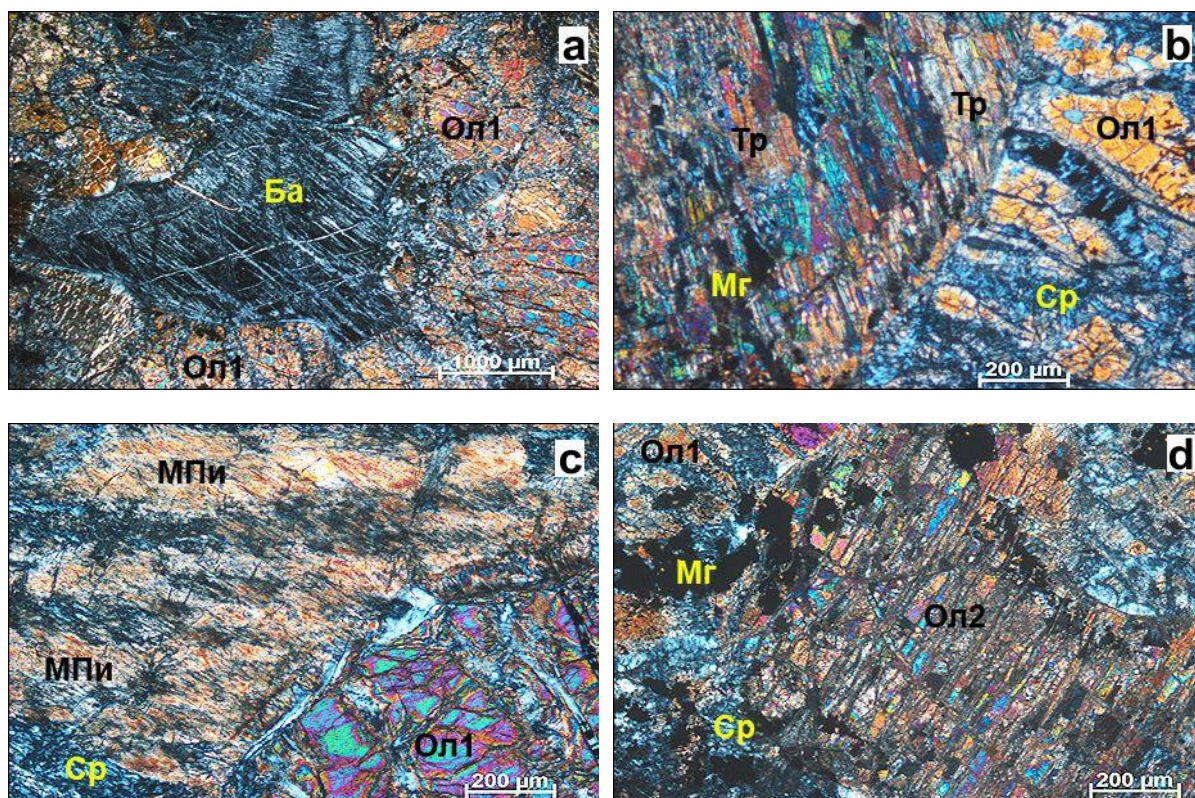


Рис. 1. Псевдоморфные замещения энстатита: а – баститовые (обр. Аг-40/1); б – тремолитовые (обр. 15002); с – клинопироксеновые (обр. 15010); d – оливиновые (обр. 15002). Ол1 – оливин в основной массе, Ол2 – оливин в псевдоморфных обособлениях по энстатиту, Ба – бастит, Тр – тремолит, МПи – моноклинный пироксен, Мг – магнетит, Ср – серпентин

Тремолитовые псевдоморфозы (рис. 1, b) сложены параллельно ориентированными бесцветными индивидами тремолита, которые выделяются в рельефе. Их ориентировка контролируется исходной спайностью энстатита. Иногда среди тремолита встречаются редкие удлиненные индивиды магнетита. Внешняя кайма псевдоморфоз нередко насыщена тонкодисперсным магнетитом.

Клинопироксеновые псевдоморфозы окрашены в буровато-коричневый цвет с отчетливым рельефом. Они сложены игольчатыми и пластинчатыми индивидами клинопироксена, их ориентировка контролируется исходной спайностью энстатита. Они тесно перемежаются между собой и не всегда видны их границы (рис. 1, с). Псевдоморфозы клинопироксена часто содержат мелкие равномерно рассеянные зерна магнетита, которые концентрируются в агрегаты, образуя тонкие оторочки по краям индивидов. В них часто отмечаются фрагменты исходного серпентина. Клинопироксен в псевдоморфозах представлен диопсидом ($En=49,50-50,27$, $Fs=0,38-0,71$, $Wo=49,02-50,13$), который отличается низкой железистостью ($F=0,76-1,39$).

Оливиновые псевдоморфозы бесцветные, прозрачные и выделяются высоким рельефом. Они сложены призматическими зернами вторичного оливина, которые имеют строгую параллельную ориентировку, контролируемую реликтовой спайностью исходного энстатита (рис. 1, d). Псевдоморфозы часто насыщены тонкодисперсной вкрапленностью магнетита. Оливин из псевдоморфоз относится к форстериту ($Fa=2,05-2,28\%$). Вторичный оливин из псевдоморфоз отличается от первичного оливина очень низкой железистостью. Для первичного оливина содержание фаялитового минала составляет 7,96–9,31 %.

Таким образом, проведенные исследования позволяют установить последовательность псевдоморфного замещения оливина и энстатита в гарцбургитах.

Регрессивная стадия эволюции массива начинается с автосерпентинизации ультрамафитов, главным образом с замещения оливина петельчатым хризотилом, которое сопровождалась «освобождением» железа и обособлением его в самостоятельную фазу в виде тонкодисперсного магнетита. При этом энстатит в гарцбургитах замещался баститом.

Серпентинизированные ультрамафиты в тектонически активных зонах, способствующих их разогреву, нередко подвергались прогрессивным метаморфическим преобразованиям. На этом этапе псевдоморфозы бастита по энстатиту претерпели прогрессивные метаморфогенные преобразования. Устанавливается следующая последовательность их преобразования. На начальных стадиях отмечается образование игольчатого тремолита в бастите вдоль исходной спайности энстатита. Затем по мере возрастания температуры появляется диопсид длиннопризматической формы, также контролируемый исходной спайностью, и завершается процесс формированием призматического оливина вдоль исходной спайности.

На постметаморфическом этапе консолидированные ультрамафиты массива были прорваны гранитоидами, под влиянием флюидов которых они подвергались обширной аллосерпентинизации, способствующей возникновению антигорита, вплоть до образования серпентинитов.

1. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–103.
2. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
3. Никитчин П.А. К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. 1969. Вып. 1. С. 43–47.
4. Пешков А.А., Чернышов А.И. Петрография хромитоносных ультрамафитов Агардагского массива (Юго-Восточная Тыва) // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2019. № 6. С. 12–19.
5. Пешков А.А., Чернышов А.И., Бестемьянова К.В. Минералогические особенности ультрамафитов Агардагского массива (Юго-Восточная Тыва) // Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 33–48.

ГЛУБИННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДЕВОНСКОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Полянский О.П.¹, Симонов В.А.¹, Королева О.В.², Прокопьев А.В.², Котляров А.В.¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
pol@igm.ru*

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН*

Континентальное рифтообразование в пределах крупных магматических провинций – одна из нерешенных геодинамических проблем: что является первичным – внутриплитное растяжение или термомеханическое воздействие на литосферу мантийного плюма. Якутско-Вилуйская крупная магматическая провинция (ЯВП) и среднепалеозойский Вилуйский палеорифт пространственно совмещены в пределах восточной части Сибирской платформы и представляют яркий пример совместного проявления базитового магматизма и рифтогенеза. В работе рассматриваются РТ условия проявления базитового магматизма в пределах ЯВП в связи с проблемой механизма формирования среднепалеозойского Вилуйского палеорифта. Имеется несколько конкурирующих моделей связи рифтогенеза и магматизма в ЯВП.

(1) В работе [1] предлагается «антиплюмовая» модель многократного полиочагового плавления, которое могло быть вызвано декомпрессией в результате растяжения и утонения коры и верхней части мантийной литосферы. Расширение рифта по простиранию к северо-востоку объясняется неравномерным раздвигом при вращении литосферных блоков в основании рифта. В рамках «антиплюмовой» концепции рифт может быть отнесен к категории пассивных.

(2) По представлениям [2] среднепалеозойская рифтовая система на востоке Сибирской платформы возникла в результате воздействия плюма на основание кратонной литосферы в области, ослабленной рифейским рифтогенезом. В рамках плюмовой концепции рифт может относиться к категории активных.

(3) Комбинированная модель одновременного внутриплитного растяжения и термо-механического воздействия мантийной струи/плюма была предложена нами, где установлена возрастная корреляция событий дайкообразования и этапов быстрого погружения вследствие рифтогенеза [3]. Предложенная комбинированная модель соответствует альтернативному первым двум типам, так называемому, гибриднему рифту [4].

В рамках этой модели нами изучены причины двухэтапного характера магматической активности в процессе развития рифта, разделенными временным интервалом около 10 млн лет. Аналогичные выводы о многократности (двухэтапности) магматизма при рифтообразовании, были сделаны на основании положения двух основных уровней покровов базальтоидных лав – аппаинского и эмьякинского, а также имеющихся на тот момент геохронологических данных [1].

Исследованные породы девонских силлов ЯВП представлены долеритами толеитового состава нормальной до умеренной щелочности: $\text{SiO}_2 = 47.7\text{--}49.5$ вес. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.85\text{--}5.05$, $\text{K}_2\text{O} = 0.47\text{--}2.18$, $\text{TiO}_2 = 1.5\text{--}3.63$, по соотношению HFSE (Zr, Ti, Nb, Y) породы соответствуют внутриплитным разностям. При этом породы девонских силлов идентичны породам девонских даек Вилуйского палеорифта ($\text{Nb}/\text{Y} = 0.59\text{--}0.95$ и $0.49\text{--}1.12$, соответственно). Спектры распределения редких и REE для пород девонских силлов единообразны и близки к тренду базальтов океанических островов (OIB): $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.85\text{--}9.94$, $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.94\text{--}2.74$, $(\text{Tb}/\text{Yb})_n = 1.53\text{--}1.91$, $\text{Nb}/\text{U} = 30.11\text{--}46.42$, и характеризуются положительной Ta-Nb аномалией ($\text{Nb}/\text{La} = 0.95\text{--}1.19$). По соотношению $\text{Sm}/\text{Yb} - \text{La}/\text{Yb}$ вещество даек и силлов соответствует производным плавления в

основном гранатовых перидотитов при степени плавления 15–20% [5]. Состав образца MIR-12/51 соответствует производным плавления гранатового перидотита при степени плавления около 12%.

Большинство датировок возраста внедрения силлов в осадочный чехол Вилюйского рифта относится к девонскому этапу магматизма (357–379 млн лет, рис. 1). В этот интервал попадают и два импульса дайкового магматизма в ЯВП – 374 млн л. (фран/фамен) и 363 млн л. (поздний девон) [3, 5].

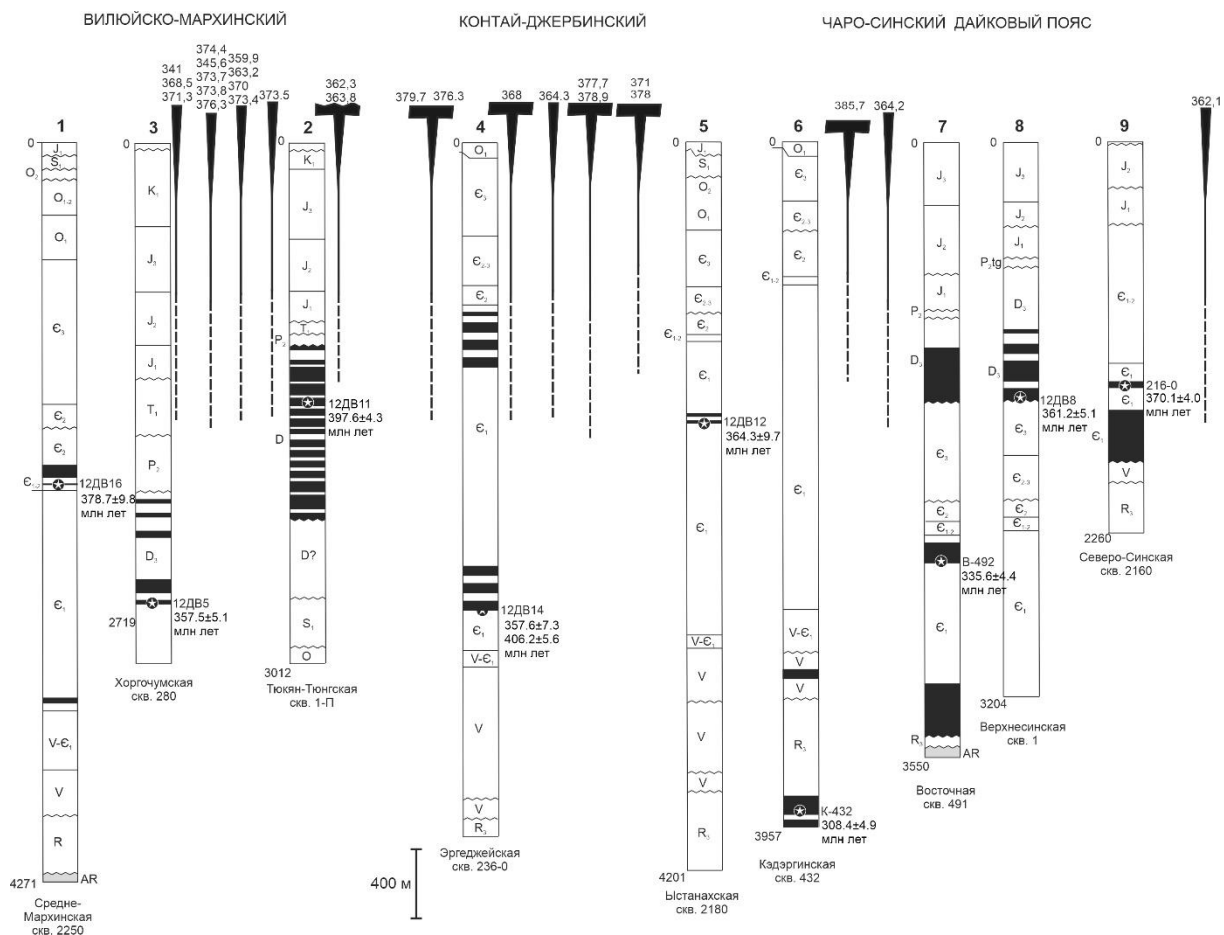


Рис. 1. Сводная диаграмма, показывающая возраст внедрения и относительное положение изученных субвулканических тел: даек (вертикальные клинья) и силлов (Т-образные значки) и силлов в скважинах (полосы на стратиграфических колонках). Приведен условный совмещенный «разрез» в поперечном рифте направлении СЗ-ЮВ. Следует отметить отсутствие закономерности в возрастной последовательности внедрения базитовых тел в разных дайковых поясах.

По составам гомогенных стекол расплавных включений в минералах образца MIR-12/51 из дайки долеритов Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, расположенного на северо-западном плече Вилюйского палеорифта [6] определены РТ-параметры мантийных источников исходных глубинных расплавов, ответственных за формирование габбро-долеритов Вилюйского рифта. Установлено два уровня генерации исходных расплавов для долеритов: в интервалах 95–65 км при 1480–1400°C и 55–45 км при 1360–1320°C (рис. 2). Установлено наличие двух промежуточных камер в коре, где происходила кристаллизация расплавов, на глубинах около 12 и 9-4 км при снижении температуры до 1175–1125°C.

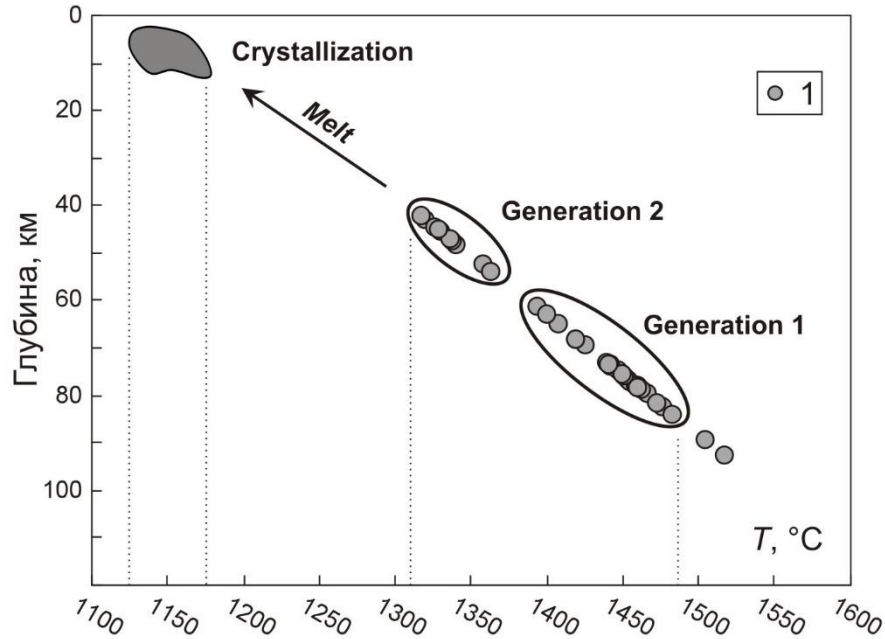


Рис. 2. Глубинная эволюция PT -параметров от генерации первичных расплавов (Generation) до кристаллизации (Crystallization) минералов габбро-долеритов Вилуйского палеорифта [6].

Двухуровневое положение очагов магмогенерации, а также неоднородность химического состава изученных минералов наряду с имеющимися геохронологическими и геологическими данными представляют независимые обоснования наличия двух импульсов девонского базитового магматизма.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00130, <https://rscf.ru/project/23-27-00130/>.

1. Масайтис В.Л. Девонский вулканизм Патомско-Вилуйского авлакогена: многократное плавление неоднородных мантийных источников // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 27–49.
2. Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N. Radiated rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // J. Asian Earth Sci. 2012. V.45. 1–16.
3. Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos. 2017. V. 282–283. P. 45–64.
4. Stein C.A., Kley J., Stein S., Hindle D., Keller G.R., North America's Midcontinent Rift: When rift met LIP: Geosphere. 2015. V. 11. No. 5, P. 1607–1616
5. Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Васильев Д.А., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Новикова С.А. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировок долеритовых силлов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 7–11.
6. Симонов В.А., Полянский О.П., Котляров А.В., Карманов Н.С., Королева О.В., Прокопьев А.В. Условия формирования девонских базитов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 38–45.

МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДНЫХ ГЛОБУЛ В ПИРОКСЕНИТАХ ШИГИРСКИХ СОПОК УФАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Ханьжин А.С., Чебыкин Н.С.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
pribavkin@igg.uran.ru*

Особенностью Cu-Ni рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузий является наличие сульфидных глобул, ассоциирующих с богатыми вкрапленными, сидеронитовыми и массивными рудами [1–4 и др.]. В их составе преобладают пирротин и пентландит при подчиненной роли медистых сульфидов – халькопирита, кубанита, борнита. Предполагается, что глобулы образуются в результате сульфидной ликвации в процессе кристаллизации ультраосновных или основных магм, что подтверждено экспериментами [5, 6]. Реконструкция их исходных составов является непростой задачей, поскольку они представлены многофазовыми ассоциациями, образующимися в результате разделения и кристаллизации протосульфидных жидкостей в очень широком температурном диапазоне. Экспериментальные исследования показали кристаллизацию сульфидных систем в два основных этапа: 1) выделение Fe-Ni моносульфидного твердого раствора (Mss) с образованием комплементарных, богатых медью сульфидных жидкостей; 2) кристаллизация остаточных сульфидных жидкостей, состав которых близок высокотемпературным кубическим Ni-Cu-Fe промежуточным твердым растворам (Iss). Последующие субсолидусные преобразования приводят к распаду твердых растворов и перекристаллизации ранних фаз.

В настоящем сообщении впервые представлены результаты изучения сульфидных глобул из оливиновых пироксенитов Шигирских Сопок в уфалейском метаморфическом комплексе на Южном Урале. Пироксениты образуют вытянутое в меридиональном направлении тело протяженностью около 4 км и видимой мощностью 0.4-0.5 км, залегающее среди переслаивающихся гнейсов и амфиболитов. Их возраст оценивается как протерозойский [7]. Пироксениты представлены оливин-плагиоклазовыми разностями, которые по химическому составу пород и их геохимическим особенностям сопоставимы с клинопироксенитами комплексов Урало-Аляскинского типа [8]. Клинопироксен и оливин образуют раннюю ассоциацию породообразующих минералов. Поздняя ассоциация представлена пойкилокритами ортопироксена, интерстициальными керсутитом и плагиоклазом. Рудные минералы – высокотитанистый хромшпинелид, ильменит, сульфиды Fe, Ni, Cu.

Сульфидные выделения представлены округлыми глобулами, интерпретируемые нами в качестве ликвационных капель. Они могут быть окружены мелкими ксеноморфными зернами сульфидов, образующих гало. Большая часть сульфидов заключена в ортопироксене и интерстициальном амфиболе, что указывает на концентрацию сульфидной несмешиваемой жидкости в остаточном расплаве. В зонах деформаций глобулы уплощаются, распадаются на фрагменты, от них отделяется наиболее легкоплавкая часть в виде цепочек зерен или тонких проводников, сложенных преимущественно халькопиритом.

В составе глобул доминирует троилит, пентландит, пирротин, халькопирит, отмечены борнит, Cu-Fe-Ni твердый раствор, пирит, галенит. Троилит и пирротин образуют самостоятельные зерна и структуры распада с характерными пламевидными ламелями троилита в пирротине. Такие структуры связаны с субсолидусным распадом близкого по составу к железистому пирротину Mss (моносульфидного твердого раствора) [9]. Большая часть пентландита обладает отчетливым идиоморфизмом относительно других минералов. Она образует крупные зерна, занимающие до 30%

глобулы. Согласно [10] подобный пентландит начинает кристаллизоваться из Mss при температуре менее 550 °С. В ряде случаев отмечено присутствие в составе глобул Iss, претерпевших распад на халькопирит с ламелями пентландита или борнит с ламелями халькопирита. Их присутствие указывает на минимальные температуры кристаллизации в 500 °С [11].

Площадное элементное СЭМ-картирование глобул позволило приблизительно оценить первичный состав сульфидного расплава. На диаграммах Fe-Ni-Cu-S он занимает компактную область, содержит 50-60% Fe, 0-8% Ni, 2-4% Cu и менее 1% Co (вес. %), располагаясь в области высокожелезистого Mss. Часть составов располагается на линии пентландит-троилит, характеризуя парагенезис, образованный в результате низкотемпературной перекристаллизации Mss.

По результатам исследования мы предполагаем магматогенное происхождение сульфидных глобул в пироксенитах. На это указывают их форма, взаимоотношения с породообразующими минералами, минеральная ассоциация. Установлено, что валовой состав глобул не всегда отражает химию Mss, что связано с длительной термальной историей пород. Тем не менее, он позволяет приблизиться к оценке первичного состава сульфидной жидкости и определению температурных рамок ее существования.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>

1. Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Heidelberg-Berlin: Springer-Verlag, 2004. 727 p.
2. Barnes J.S., Mungall J.E., Le Vaillant M. et al. Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // *American Mineralogist*, 2017, v. 102, p. 473–506.
3. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
4. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51, с. 1356–1378.
5. Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A. et al. Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // *Economic Geology*, 2013, v. 108, No 8, p. 1983–2003.
6. Fortin M-A., Riddle J., Desjardins-Langlais Y., Baker D.R. The effect of water on the sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in natural melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015, v. 160, p. 100–116.
7. Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // *Доклады АН*, 2013, т. 450, № 5, с. 586–591.
8. Пушкарев Е.В., Готтман И.А. Оливиновые клинопироксениты и израндиты (тылаиты) александровского и уфалейского метаморфических комплексов – фрагменты древней платиноносной ассоциации? // *Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011, с. 215–219.
9. Новиков Г.В. Пирротины: кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения. М.: Наука, 1988. 185 с.
10. Helmy H.M., Botcharnikov R., Ballhaus C. et al. Evolution of magmatic sulfide liquids: how and when base metal sulfides crystallize? // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2021, 176:106.
11. Kitakaze A. Phase relation of some sulfide systems-(4) Especially Cu-Fe-S system // *Mem. Fac. Eng. Yamaguchi Univ.* 2017, v. 68, No 2, p. 55–76.

ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЧАДОБЕЦКОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е.

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

Чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс расположен на юге Сибирского кратона (Иркинеево-Чадобецкий прогиб, Красноярский край), в пределах южной окраины активности Сибирского суперплюма. Возраст кристаллизации пород комплекса составляет 255–240 млн лет [1, 2], что совпадает со временем формирования пород Сибирской крупной изверженной провинции: внедрением трапповых базальтов, щелочно-карбонатитовых интрузии Маймеча-Котуйской провинции, лампроитов и карбонатитов Норильска и Таймыра, а также кимберлитов Анабарского и Оленекского районов. Чадобецкий комплекс образовался в результате нескольких импульсов и фаз внедрения щелочной магмы. Айликиты и мела-айликиты (щелочно-ультраосновные лампрофиры) образовались на раннем этапе кристаллизации щелочного комплекса. На втором этапе сформировались рудоносные (REE-Nb) карбонатиты. Завершающая магматическая фаза комплекса представлена дайками и трубками взрыва дамтьернитов (щелочно-ультраосновные лампрофиры), содержащие в своем составе пеллетальные лапилли. Пеллетальные лапилли встречаются в щелочно-карбонатитовых, мелилитовых и кимберлитовых системах, и представлены сферическими образованиями с центральным затравочным фрагментом, к которому прилипает и быстро кристаллизуется материал (расплав) ювенильного происхождения, захваченный породой и вынесенный на поверхность в результате эксплозивных процессов. Этот механизм существенно отличается от процессов образования аккреционных (вулканических) лапиллий (тефры и вулканических бомб). Последние данные показывают, что пеллетальные лапилли образуются при внедрении флюидонасыщенных расплавов в более ранние вулканические образования, а интенсивная дегазация создает газовую струю, в которой локально удаленные частицы одновременно псевдооживаются и покрываются каплями низковязкого расплава [3].

Расплавные включения установлены в оливине и шпинелидах айликитов и мела-айликитов Чадобецкого комплекса. В макрокристаллах оливина присутствуют первично-вторичные расплавные включения, содержащие дочерние фазы флогопита, клинопироксена, Са-На-амфибола, кальцита, щелочных Na-Са карбонатов, фторapatита, ильменита и титаномагнетита (рис. 1 а–с). Также во включениях установлены сульфиды – пирротин, халькопирит и пентландит, ангидрит и REE-F-карбонаты. Газовая фаза включений содержит CO₂. Первичные расплавные включения в хромшпинелидах айликитов Чадобецкого комплекса содержат кристаллические фазы флогопита, клинопироксена (диопсид), кальцита, доломита и фторapatита. Петрографический состав айликитов и мела-айликитов Чадобецкого комплекса тождественен набору кристаллических дочерних фаз расплавных включений лампрофиров, а химический состав кристаллических фаз включений нередко лежит в начале тренда эволюции минеральных фаз (например, флогопита). Полученные данные указывают на то, что состав первично-вторичных включений в оливине отвечает составу близкому к родоначальному расплаву ультраосновных лампрофиров Чадобецкого комплекса. Оценки РТ-параметров образования айликитов Чадобецкого комплекса по минеральным геотермометрам составляют ~ 1000-1300°C при давлении 20-60 кбар [4].

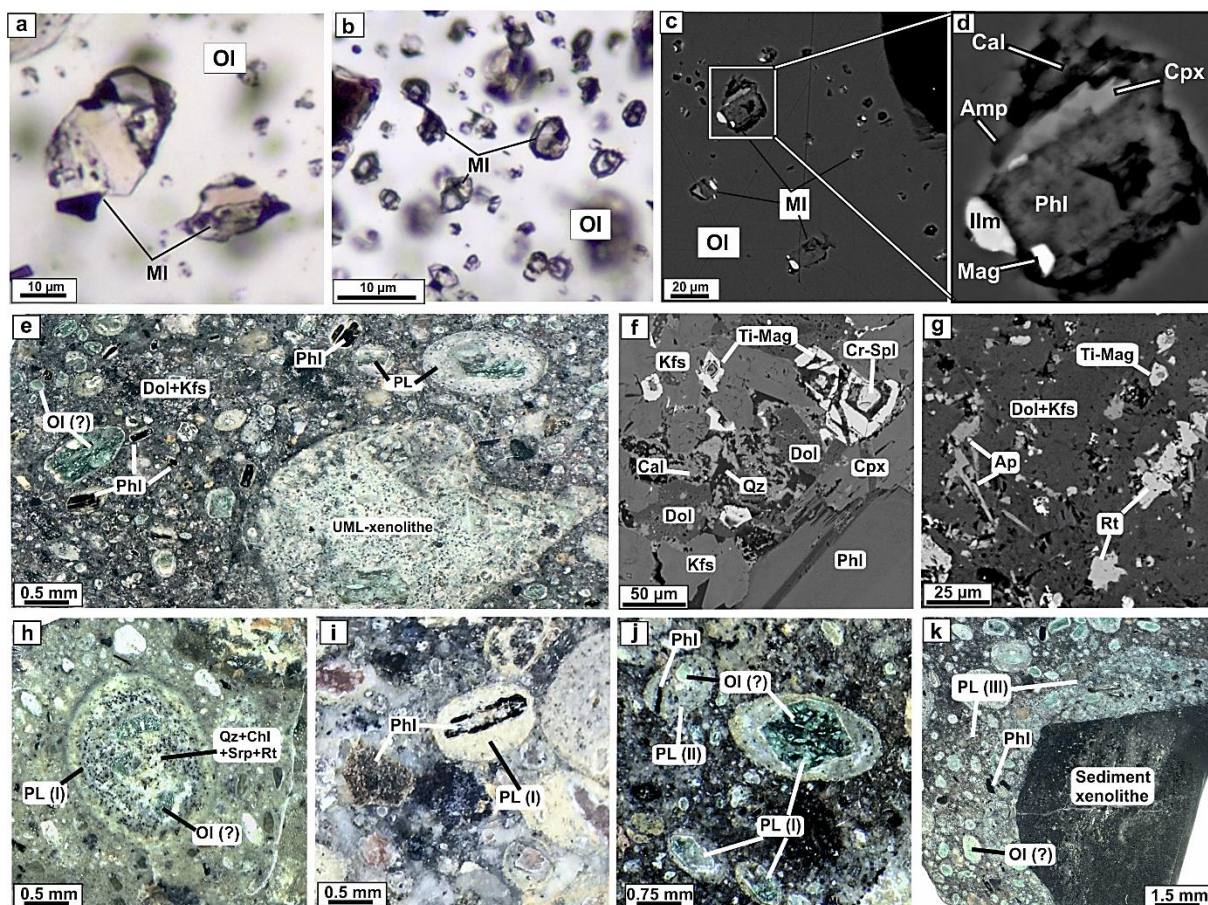


Рис. 1. Петрографические фото (a, b) и BSE-изображения (c, d) расплавных включений в оливине щелочно-ультраосновных лампрофиров. Фото (e, h–k) и BSE-изображения состава дамтьернитов и пеллетальных лапиллей.

Пеллетальные лапилли в дамтьернитах Чадобецкого комплекса можно разделить на три типа (рис. 1 e–k). Первый тип формируется вокруг крупных одиночных зародышей макрокристаллов оливина (?) или флогопита; размеры затравочных минералов обычно 1–8 мм (рис. 1 e, h–j). Пеллетальные лапилли второго типа содержат несколько кристаллов-затравок сравнительно меньшего размера (100–500 мкм) «в срастании» с ювенильной (магматической) минеральной ассоциацией (рис. 1 j). Пеллетальные лапилли третьего типа в ядре содержат обломки вмещающих пород или более ранних магматических фаз комплекса (рис. 1 k). В некоторых случаях размеры обломков ядер могут достигать нескольких сантиметров, при этом размерность минеральных фаз на краевых участках лапиллий третьего типа (III) на порядок больше, чем фазы в пеллетальных лапиллиях первого (I) и второго (II) типов.

Исследования первых двух типов пеллетных лапиллий подтвердили наличие зерен флогопита в виде ядер и по краям пеллетных лапиллий, наличие зонально распределенных зерен рутила и фторапатита; на краевых участках лапиллий найдено несколько реликтов псевдоморфоз по оливину (рис. 1 h). Минеральный состав каймы лапилли-III соответствует составу кайм первых двух типов и представлен флогопитом и оливином (?), фторапатитом, рутилом (Nb), титаномагнетитом, хромшпинелидами, пироксеном, расположенных в матрице калишпат-доломитового состава. Кварц, хлорит, кальцит, эпидот, монацит-(Ce), синхизит-(Ce), барит и гидроокислы железа образуют позднюю минерализацию в лапиллиях всех типов.

Комплексные минералогические, структурные и химические исследования пеллетных лапиллий пород чадобецкого комплекса показали близость вещественного

состава основных минеральных фаз лапиллей и дамтьернитового парагенезиса. Составы флогопита, карбоната и фторапатита пеллетных лапиллий соответствуют началу трендов кристаллизации ранних минералов дамтьернитов комплекса, что однозначно указывает на ювенильный состав пеллетных лапиллей. В то же время, различие в размерах и составе ядер, а также наличие минеральной зональности в пеллетных лапиллиях из дамтьернитов позволяют оценить относительные условия формирования и глубину зарождения всех трех типов пеллетных лапиллий.

Пеллетальные лапилли I типа имеют отчетливую минеральную зональность, в отличие от второго и третьего типов. В то же время размер минеральных фаз третьего типа лапиллий на порядок больше, чем у двух других типов. Все это предполагает различные параметры кристаллизации минеральных фаз, влияющие на генезис пеллетных лапиллий. Так, пеллетальные лапилли-I, скорее всего, образовались на ранних стадиях эволюции комплекса в более глубоких условиях, о чем свидетельствует развитая сложная структура и текстура. Они отражают несколько восходящих (эксплозивных?) событий в диатремовом канале и, таким образом, характеризуются многократным захватом ювенильного расплава дамтьернитов. Ранее было продемонстрировано, чем больше размер частиц лапиллей, тем медленнее скорость подъема «ювенильных капель расплава» [5]. Пеллетальные лапилли-II, предположительно, образовались в глубоко-среднем интервале дамтьернитовой диатремы, на глубинах, близких к пеллетным лапиллиям типа I, или даже глубже, из-за меньшего размера кристаллов в пеллетных лапиллиях типа II, по сравнению с пеллетными лапиллиями-I. Состав внешней зоны у пеллетных лапиллей-III, размер зерен, а также состав самой затравки (осадочные ксенолиты) свидетельствуют об их относительно приповерхностном генезисе [6].

Исследования включений выполнены по теме и за счет средств гранта РФФИ 19-77-10004-П. Геология района изучена в рамках государственного задания НИР ИГМ СО РАН (проект № 122041400241-5).

1. Doroshkevich, A. G., Chebotarev, D. A., Sharygin, V. V., Prokopyev, I. R. & Nikolenko, A. M. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // *Lithos* 2019, 332–333, 245–260. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006>.
2. Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В., Старикова А.Е., Пономарчук А.В., Семенова Д.В., Ковалев С.А., Савинский И.А. Геохронология Чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Сибирский кратон): новые U-Pb и Ar-Ar данные // *Геодинамика и тектонофизика* 2021, 12(4):865-882. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0559>
3. Gernon, T., Brown, R., Tait, M. et al. The origin of pelletal lapilli in explosive kimberlite eruptions // *Nat Commun* 3, 832 (2012). <https://doi.org/10.1038/ncomms1842>.
4. Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018, 173:55. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>.
5. Sánchez, M.C., Sarrionandia, F., Arostegui, J., Ibarguchi, J.I. Silicate glass micro and nanospherules generated in explosive eruptions of ultrabasic magmas: Implications for the origin of pelletal lapilli // *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2015, 293, 13-24, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.12.010>.
6. Prokopyev, I., Doroshkevich, A., Starikova, A. et al. Petrogenesis of juvenile pelletal lapilli in ultramafic lamprophyres // *Scientific Report* 2023, 13, 5841. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-32535-2>.

АНКАРАМИТЫ И АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ: ОБЗОР

Пушкарев Е.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
pushkarev.1958@mgi.ru*

Анкарамиты, как самостоятельный тип основных вулканических горных пород были выделены более ста лет назад в местечке Анкарами на северо-западе Мадагаскара [1]. Породы характеризуются порфировой структурой, обусловленной обильными вкрапленниками авгита и оливина в мелкозернистой основной массе, состоящей из клинопироксена, плагиоклаза, титаномагнетита и флогопита.

Согласно Международному союзу геологических наук (IUGS), анкарамит определен как порфиновый меланократовой базанит с обильными вкрапленниками пироксена и оливина [2]. В многих случаях это определение не соответствует реальности. Большое количество темноцветных минералов в анкарамитах определяет высокие содержания MgO (до 16-18%) и низкие щелочей в породах, из-за чего анкарамиты попадают на TAS диаграмме в поле пикритов или пикробазальтов. Критерии разделения пород на анкарамиты и пикриты предложены Делла Паскуа [3] (табл. 1).

Табл. 1. Критерии разделения пород на анкарамиты и пикриты [3]

Параметры	Пикриты	Анкарамиты
Srx/Ol, модалные количества	<1	>1
Di/Ol, CIPW нормативные минералы	<0.7	>0.7
CaO/Al ₂ O ₃ , мас.% в породе	<1	>1

Преобладание клинопироксена над другими минералами в анкарамитах определяет высокое CaO/Al₂O₃ отношение, превышающее 1, а большинство мантийных силикатных магм и их примитивные или деплетированные мантийные субстраты имеют хондритовое отношение CaO/Al₂O₃=0.8–0.9 [4]. По этому критерию анкарамиты относятся к высокоизвестковистым силикатным породам, составы которых контролируются безплагиоклазовой Ol-Srx котектикой. Породы с хондритовым CaO/Al₂O₃=0.8–0.9 отвечают либо котектикам Pl-фемические минералы, либо располагаются вдоль линии "смещения" между "габбровыми" котектиками и Ol и (или) Орх. При этом эволюция по анкарамитовому приближает составы остаточных расплавов к габбровым котектикам, хотя переход к ним реализуется редко из-за необходимости преодолеть термальный раздел. Расплавы анкарамитового типа могут формировать тела как в эффузивной, так и в интрузивной фациях. Есть примеры, когда анкарамиты лежат вначале дифференцированных серий, конечными продуктами которых являются дациты или гранодиориты [5, 6]. Примитивная природа анкарамитовых расплавов доказывается широким распространением высококальциевых расплавных включений во вкрапленниках оливина, хромшпинелида и клинопироксена в вулканических породах [3, 7, 8].

Величина CaO/Al₂O₃ отношения имеет фундаментальное петрологическое значение. Оно не изменяется в ходе плавления мантийных субстратов и остается одинаковым как в рестите, так и в выплавках. В работах Е.Медарта с соавторами [9] было показано, что расплавы, полученные при разных условиях плавления лерцолитов при P<2 ГПа обладают CaO/Al₂O₃<1.0, что соответствует сделанному выше заключению. Они провели серию экспериментов по плавлению верлитов и амфиболовых верлитов с CaO/Al₂O₃>1.0, в результате чего были получены высококальциевые расплавы при P=0.5–1.2 ГПа и T>1350°C для Орх-нормативных и T=1190°C для Neph-нормативных расплавов соответственно. Анкарамиты и высокоизвестковистые породы анкарамитового ряда встречаются в разных геодинамических обстановках и на разных возрастных уровнях: молодые и современные островные дуги (Вануату, Морелава, Сунда, Лумбок, Антильские острова, Камчатка), горячие точки океанических островов (Гавайи, Канарские острова и др.), палеозойские и мезозойские складчатые пояса и аккреционные террейны (Урал, Алтай, Приольхонье) и

докембрийские блоки платформ (Западный склон Урала) [3, 5-18, 20-23]. Составы анкарамитов зависят от геотектонических условий образования. Так, анкарамиты горячих точек океанических островов и древних платформ обычно характеризуются более высокими содержаниями титана, повышенной щелочностью и степенью фракционированности РЗЭ. Островодужные анкарамиты содержат меньше титана, обладают низкой щелочностью и La/Yb отношением.

Способность анкарамитов фракционировать безплагиоклазовую O1-Cpx котектику, в которой клинопироксен существенно преобладает над оливином, делает их вероятным претендентом на роль первичного расплава для дунит-клинопироксенит-тылаитовых (\pm габбро) комплексов Урало-Аляскинского типа. Впервые такое предположение высказал Н.Ирвин [18]. В первую очередь это связано с тем, что такие высокоизвестковистые меланократовые породы, как клинопироксениты и тылаиты, обогащенные модалным клинопироксеном, являются одними из главных в этих комплексах или преобладающими, как в Платиноносном поясе Урала, а дуниты играют, хоть и заметную, но часто второстепенную или даже подчиненную роль. Важным аргументом для такого заключения является установленная ликвидусная кристаллизация высокохромистого хромшпинелида и железо-платиновых сплавов в уральских анкарамитах [15, 19]. В случае дифференциации анкарамитов в процессе подъема расплава и уменьшении давления, он будет некоторое время находиться в поле первичной кристаллизации оливина (\pm хромшпинелид), что может обеспечить формирование форстеритовых дунитов с типичной для них хром-платиновой минерализацией. При выходе расплава на котектику, будут последовательно формироваться оливиновые клинопироксениты, амфиболовые клинопироксениты с титаномагнетитовой минерализацией и тылаиты. Фракционирование ранних безводных высокомагнезиальных силикатов и оксидов приводит к обогащению остаточного расплава железом, алюминием, титаном, щелочами и водой. В зависимости от условий кристаллизации и флюидного режима, на заключительных стадиях дифференциации анкарамитового расплава могут формироваться тылаиты разного состава и горнблендиты. В редких случаях, при интенсивном накоплении глинозема и массовой кристаллизации титаномагнетита, составы остаточного расплава могут достигнуть габбровых котектик, дифференциация которых может приводить и к формированию кремнекислых пород. Совпадение трендов кристаллизации анкарамитов и пород в комплексах Урало-Аляскинского типа [13, 18, 23] делает весьма обоснованным заключение, что анкарамиты являются для них родоначальным расплавом.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>

1. Lacroix, A. Sur quelques roches volcaniques melanocrates des Possessions francaises de l' Ocean Indien et du Pacifique // *Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*. 1916. v. 163. p. 177-183.
2. Le Bas M.J. UIGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *Journal of Petrology*. 2000. v. 41. № 10. p. 1467-1470.
3. 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.
4. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
5. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1987 № 3. с. 13-23.
6. 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.
7. Elburg M. A., Kamenetsky V. S., Foden J. D., Sobolev A. The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indonesia): Mineral and melt inclusion evidence // *Chemical Geology*. 2007. v. 240. p.260-279.

8. Schiano P., Eiler J. M., Hutcheon I. D., Stolper E. M. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2000. № 1, 1999GC0000032.
9. Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // *Journal of Petrology*. 2006. v. 47. № 3. p. 481–504.
10. Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // *Доклады АН*, 2013, т. 450. № 5. с. 586-591.
11. Кхлиф Н., Вишнеvский А.В., Изох А.Э. Анкарамиты горного Алтая: минералогическая и петрографическая и петрохимические особенности диопсид-порфировых базальтов усть-семиной свиты // *Геология и геофизика*, 2020, т. 61, № 3, с. 312–333.
12. Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В., Осипенко А.Б., Миронов Н.Л. Петрология "авачитов" - высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). I. Общая характеристика, состав пород и минералов // *Петрология*, 2005, т. 13, № 2, с. 115-138.
13. Пушкарев Е.В. Интрузивные и эффузивные анкарамиты Урала и проблема формирования дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа // *Магматизм и метаморфизм в истории Земли*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010, т. 2. с. 159-160.
14. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
15. Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Готтман И. А. Дегтярев К. Е., Каменецкий В. С. Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высоко-кальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // *Доклады Академии наук*, 2018. т. 479. № 4. с. 433–437.
16. Chayka I.F., Baykov N.I., Kamenetsky V.S., Kutyrev A.V., Pushkarev E.V., Abersteiner A. & Shcherbakov V. D. Volcano-plutonic complex of the Tumrok Range (Eastern Kamchatka): An example of the Ural-Alaskan type intrusion and related volcanic Series // *Minerals*. 2023. 13. 126.
17. Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc ankaramites: primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // *Journal of Petrology*. 2004. v. 45. № 2. p. 391–403.
18. Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau are, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // *Carnegie Institute Year-Book-72*. 1973. p. 478-491.
19. Kamenetsky V.S., Park J-W., Mungall J.E., Pushkarev E.V., Ivanov A.I., Kamenetsky M.B., Yaxley G.M. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel-hosted inclusions in volcanic rocks // *Geology*. 2015. v. 43. № 10. p. 903–906.
20. Kamenetsky, V. S., Sobolev, A. V., Joron, J. L. & Semet, M. P. (1995). Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka // *Journal of Petrology* 36, 637–662.
21. Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and Rock Forming Minerals monitoring the Evolution of Zoned Mafic-Ultramafic Complexes in the Central Ural Mountains // *Lithos*. 2007. v. 95. p. 19-42.
22. Marchev P., Georgiev S., Zajacz Z., Manetti P., Raicheva R., Von Quadt A., Tommasini S. High-K ankaramitic melt inclusions and lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogie continental arc, Bulgaria: Implication for the genesis of arc shoshonites // *Lithos*. 2009. v. 113. p. 228–245.
23. Mossman D.J. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zealand // *The Canadian Mineralogist*. 2000. v. 38. p. 191-216.

КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ УФАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ФРАГМЕНТ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИНТРУЗИИ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

**Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Шардакова Г.Ю., Бирюзова А.П.,
Симанкова А.О., Антонишин Н.А.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург,
pushkarev.1958@mail.ru*

Уфалейский метаморфический комплекс на Южном Урале является генотипом гнейсово-мигматитовых комплексов [1]. Он расположен в передовой части Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы, который на востоке по зоне Главного уральского разлома контактирует со структурами складчатого Урала. Этот район является областью сочленения Башкирского, Уралтаусского и Сысертско-Ильменогорского антиклинориев, Тагильской и Магнитогорской островодужно-вулканогенных зон [1, 2], что делает его одним из ключевых для понимания геологического развития всего Урала. В строении уфалейского комплекса выделяются две структурные единицы. Преобладающее по объему мигматизированное амфиболит-гнейсовое ядро (Западно-Уфалейская зона) и сланцевое обрамление, развитое в восточной зоне (Восточно-Уфалейская зона). Согласно геологической информации субстратом для метаморфических пород ядра уфалейского комплекса служат докембрийские вулканогенно-осадочные породы [2-4].

Клинопироксениты залегают в Западно-Уфалейской зоне, образуют вытянутое в меридиональном направлении тело протяженностью около 4 км и видимой мощностью 0.4-0.5 км, залегающее среди переслаивающихся гнейсов и амфиболитов егустинской свиты. Взаимоотношения между ультрамафитами и метаморфическими породам не установлены, предполагается тектоническая природа контакта между ними.

Клинопироксениты представлены мелко-, среднезернистыми порфиоровидными породами темно-коричневого цвета. Порфиоровидная структура обусловлена наличием более крупных зерен субидiomорфного клинопироксена и оливина, а также крупными пойкилокритами ортопироксена (до 10 мм) с многочисленными включениями зональных зерен клинопироксена. Мелкозернистый базис породы сложен клинопироксеном, оливином, коричневым керсутитом и плагиоклазом. Количество клинопироксена составляет 60-70%, оливина 10-15%, ортопироксена 10-15%, керсутита до 10%, плагиоклаза до 5-8%. По отношению к темноцветным минералам плагиоклаз всегда ксеноморфный и занимает межзерновое пространство. В породах постоянно присутствуют хромшпинелиды, ильменит, титаномагнетит и сульфиды - пирротин, пентландит, халькопирит.

Клинопироксен темно-коричневого цвета представлен диопсидом и титанавгитом с варьирующей железистостью от 0.27 до 0.35 и содержаниями TiO_2 в интервале 0.5-1.5 мас.%. Содержания Cr_2O_3 находятся на уровне 0.4-0.6 мас.%, $Al_2O_3=2-3.5$ мас.%. Содержания алюминия, титана и натрия связаны прямой зависимостью с железистостью минерала, а хрома – обратной. Клинопироксены могут быть разделены на две группы по $Ca/(Ca+Mg)$ отношению. Одна группа имеет $Ca/(Ca+Mg)=0.48-0.5$, а другая – 0.35-0.44, что отражает высокотемпературную природу минерала. Согласно геотермометру Лидсли температура образования клинопироксена составляет 1200-900°C. Оливин имеет железистость 0.21-0.32, $MnO=0.2-0.4$ мас.% и фоновые содержания кальция и никеля. Плагиоклаз соответствует лабрадору. Распад клинопироксена приводит к образованию структур пижонитового типа, а керсутита – к появлению тонкой сетки оксидных минералов во вторичном низкотитанистом амфиболе. В совокупности и структурные

особенности пироксенитов, и составы породообразующих минералов свидетельствуют о высокотемпературной магматической природе пород. По составу клинопироксениты уфалейского комплекса относятся к высокохромистому типу, содержания Cr достигают до 2000 г/т. Породы содержат высокотитанистый (2-4 мас.% TiO₂) хромшпинелид в сростании с триадой сульфидных минералов: пирротина, пентландита и халькопирита. Составы хромшпинелидов на диаграмме трехвалентных катионов располагаются вдоль кривой сольвуса, хотя отмечаются и гиперсольвусные, более хромистые хромшпинелиды, которые мы рассматриваем как наиболее ранние.

По составу и особенностям геохимии клинопироксениты уфалейского комплекса близки к клинопироксенитам Платиноносного пояса Урала [5]. Они характеризуются повышенными содержаниями стронция и низким стронций-алюминиевым отношением (Sr/Al=100-200), что соответствует уровню этих элементов в породах дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий. Распределение РЗЭ в породах также аналогично геохимии этих элементов в комплексах Урало-Аляскинского типа. Кривые нормированного на хондрит распределения РЗЭ характеризуются небольшим подъемом содержаний в области средних лантаноидов и плавным уменьшением концентраций к тяжелым, сохраняя постоянное La_N/Yb_N отношение на уровне 1.5-2.5.

Возраст клинопироксенитов уфалейского комплекса по данным U-Pb изотопии цирконов соответствует протерозою 1444±46 млн. лет, хотя имеются единичные определения возраста цирконов 1651±47 млн. лет [3], что отражает структурно-тектоническую связь шигирских клинопироксенитов с рифтогенным магматизмом нижнего рифея на Южном Урале. Появление клинопироксенитов с докембрийским возрастом, сходных по петрогеохимическим особенностям с породами из интрузий Урало-Аляскинского типа указывают на аномальный, обогащенный кальцием, характер протоуральской мантии. Такая верлитовая мантия была способна продуцировать заметные объемы высокоизвестковистых ультрамафитов (клинопироксенитов), которые в Палеозое становятся одним из главных типов ультраосновных пород на Урале.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>

1. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 199 с.
2. Белковский А.И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 190 с.
3. Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Доклады АН, 2013, т. 450. № 5. с. 586-591.
4. Краснобаев А. А., Русин А. И., Бушарина С. В., Чередниченко Н. В., Давыдов В. А. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 2010, с. 273–279.
5. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Оливиновые клинопироксениты и израндиты (тылаиты) александровского и уфалейского метаморфических комплексов - фрагменты древней платиноносной ассоциации? // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. с. 215-219.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ CU-NI МИНЕРАЛИЗАЦИИ, КАК ИНДИКАТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ (НА ПРИМЕРЕ МОНЧЕГОРСКОГО И ДОВЫРЕНСКОГО КОМПЛЕКСОВ)

Пшеницын И.В.¹, Арискин А.А.^{1,2}, Соболев С.Н.¹

¹*Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва
lotecsi@gmail.com*

²*Московский государственный университет, г. Москва*

Минералогические исследования фракций сульфидов из сидеронитовых руд в оливиновых кумулатах габброноритового апофиза Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия) позволили установить наличие доменов, обогащенных сульфидами меди – по сравнению с преобладающей матрицей пирротин-троилитового состава (рис. 1а). Установить масштабы и пропорции этих доменов помогли методы химического картирования относительно крупных (от 3 до 7 см) образцов, которое проводилось методом локального рентгенофлуоресцентного элементного микроанализа (рис. 1). Для дальнейшего изучения были выбраны несколько таких доменов, которые механически извлекались из образцов при помощи их тонкой распиловки. Геохимические исследования минералогически-контрастных участков сидеронитовых руд, размером до первых десятков сантиметров, продемонстрировали закономерные различия в их составе, при этом более медистые домены оказались относительно обогащены медью, теллуром, золотом, серебром, платиной и палладием.

Сульфидные капли в оливиновых габброноритах также демонстрируют схожие минералогические неоднородности, проявленные в наличии более медистых гало, которые окружают основные глобулы (рис. 1б). И хотя для них не проводился отдельный геохимический анализ, как в случае с сидеронитовыми рудами, при детальном минералогическом исследовании одной из таких глобул были найдены систематические отличия в валовом составе между основным сфероидом и гало: последнее богаче Cu и обеднено Ni. Валовый химический состав всей капли был оценен, опираясь на состав основных сульфидных фаз и их пропорциях. Вся капля (включая гало) содержит 5 мас.% Cu, 54 мас.% Fe и 3,6 мас.% Ni.

Схожие закономерности были выявлены и в сульфидных рудах Мончегорского комплекса из Шахты 5 на г. Травянная. Для этих образцов удалось установить наличие трех зон, последовательно сменяющих друг друга: брекчиевидная пентландитовая, с подчинённым халькопиритом; брекчиевидная пентландит-халькопиритовая; и прожилковая халькопирит-пентландитовая, богатая минералами ЭПГ.

Подобные минералого-геохимические закономерности в породах с различными типами сульфидной минерализации можно рассматривать как «запись» процессов отделения и миграции более медистых дериватов протосульфидной жидкости в поровом пространстве кристаллизующихся кумулатов в масштабе от первых мм (в случае сульфидных капель) до первых десятков сантиметров (в случае сидеронитовых или брекчиевидных руд).

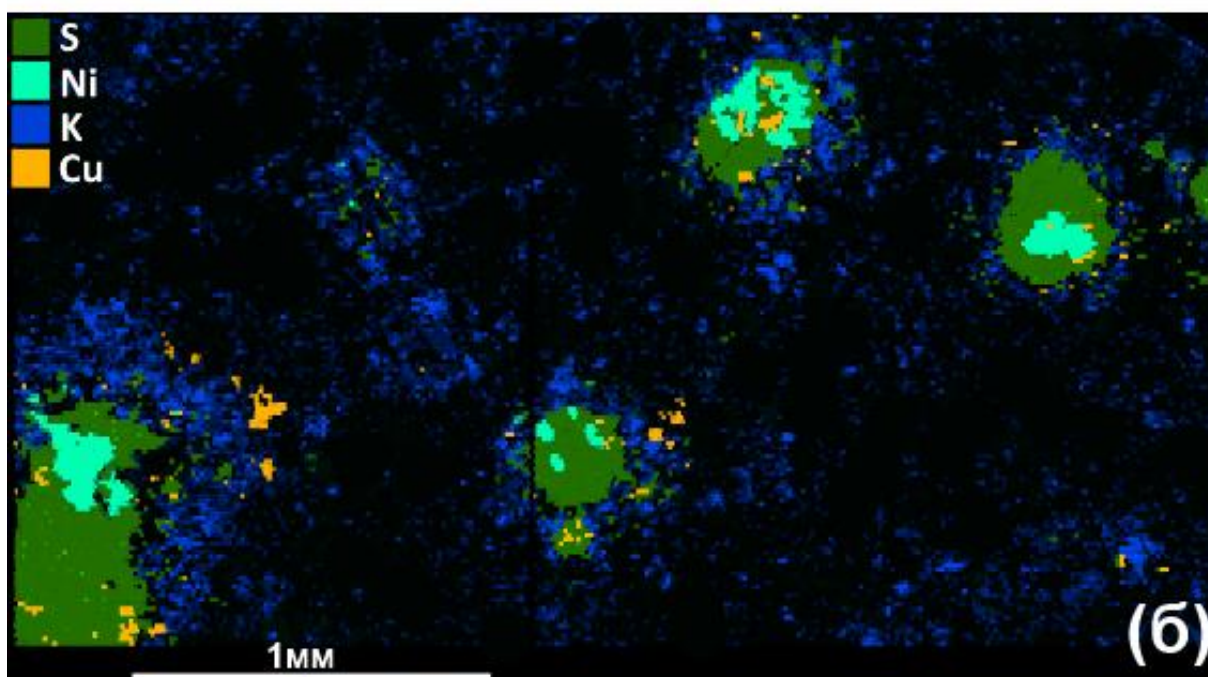
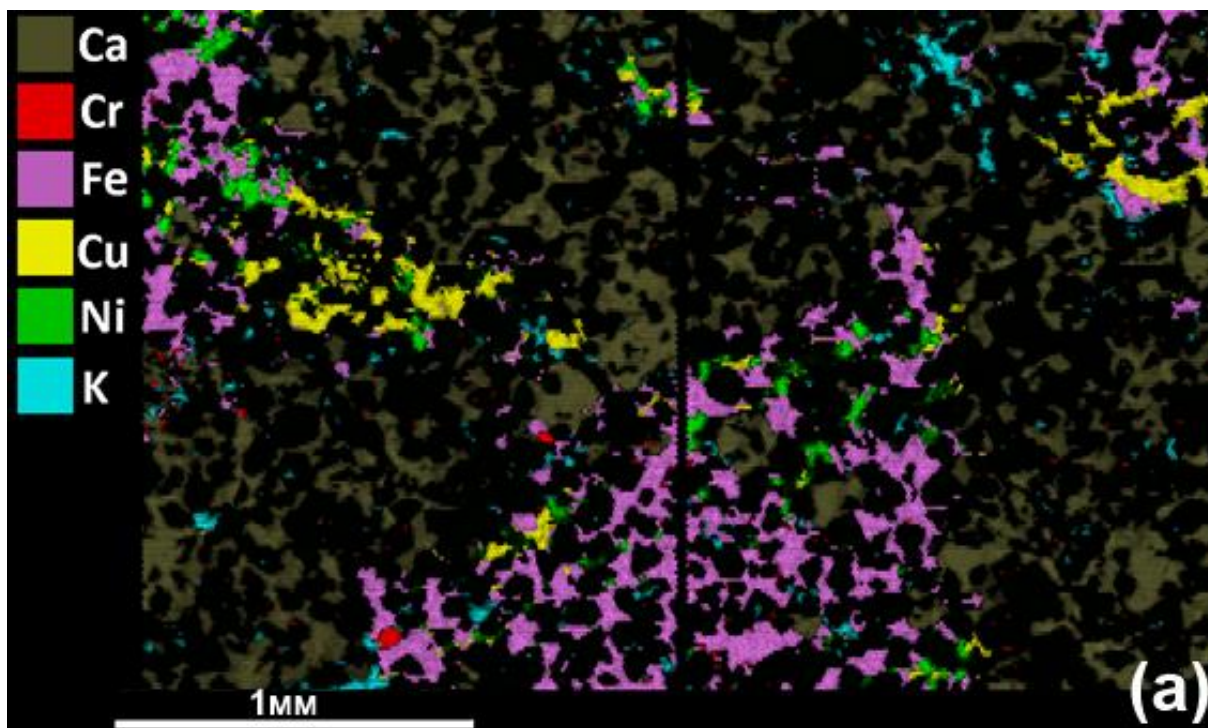


Рис. 1. Элементные карты минерализованных пород Йоко-Довыренского массива, снятые на микрозонде-микроскопе РММ 30-μ методом локального рентгенофлуоресцентного элементного микроанализа. (а) - карта распределения элементов в образце сидеронитовой руды. Обращаем внимание на наличие локальных участков, обогащенных халькопиритом, которые маркируются по содержанию меди (желтая на рисунке), (б) - элементная карта площадки сечения пикродолерита с сульфидными каплями, окруженные гало.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ Ti-Fe-ОКСИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НАУРУЗОВСКОГО ГАББРОНОРИТОВОГО МАССИВА ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Рахимов И.Р.¹, Вишневский А.В.²

¹*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
rigel92@mail.ru*

²*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

В Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) распространены многочисленные мелкие и средние по размерам интрузии постостроводужной стадии (D₃–C₂), характеризующиеся разнообразным вещественным составом и металлогенической специализацией (Fe, Fe-Ti, PGE-Cu-Ni, Au) [1]. На севере ЗМЗ выделяется наурузовский норит-габброноритовый комплекс, характеризующийся наличием довольно крупных конформных тел, относительно богатых Fe-Ti-оксидами. Согласно популярным представлениям генезис Ti-Fe-оксидной минерализации в габброидах связан либо с кристаллизацией ферробазальтовой магмы, либо несмесимого высокожелезистого расплава [2–4]. Нами впервые изучены особенности происхождения Ti-Fe-оксидной минерализации в наурузовском комплексе и на основе детальных минералого-геохимических исследований предлагается модель её формирования. Исследования были сосредоточены на породах Наурузовского силла – наиболее крупной (11-км) интрузии.

Титаномагнетит является наиболее распространённым Ti-Fe оксидом, образуя три типа выделений: 1) мелкие (10–30 мкм) округлые включения в первичных силикатах – Ti-mag-I (TiO₂ 12.1–18.1 мас. %, Ti/V 6–8), 2) субидiomорфные и реже идиоморфные ромбододекаэдрические кристаллы – Ti-mag-II (50–200 мкм, TiO₂ 7.4–19.3 мас. %, Ti/V 7–16), 3) крупные (до 2 мм) ксеноморфные зёрна – Ti-mag-III (TiO₂ 11.4–16.4 мас. %, Ti/V 2.0–10.3). *Ильменит* – второй по распространённости Ti-Fe оксид, образующий два морфологических типа: 1) пластинчатые ориентированные выделения с ровными границами – Пм-I и 2) разнообразные по форме хаотично расположенные выделения внутри Ti-mag-III – Пм-II. Выявлено, что Пм-I в 10 раз богаче CaO, чем Пм-II. Расчёты температур равновесия титаномагнетита и ильменита были проведены в программе WinMIGob [5].

Каплевидные включения Ti-mag-I, обнаруженные во вкрапленниках ортопироксена, свидетельствуют о присутствии в системе несмесимой Fe-Ti-оксидной жидкости. Наличие вкрапленников ортопироксена предполагает участие раннего дифференциата магмы, вероятно раскристаллизованного на дне промежуточной камеры. Обогащённость Ti-mag-I Cr, Ni и Zn согласуется с высокой совместимостью этих элементов с Fe-Ti-оксидным расплавом [2], существовавшим на раннемагматической стадии (T >1000 °C). Кристаллизация Ti-mag-II происходила из Fe-Ti-обогащённого остаточного силикатного расплава, о чём свидетельствует идиоморфизм зёрен и их распределение в интеркумулясе, а также характер сростаний с породообразующими силикатами. Выделение пластин Пм-I в Ti-mag-II произошла на более низкотемпературной стадии при субсолидусных превращениях в диапазоне 968–736 °C. Образование Ti-mag-III и Пм-II, вероятно, происходило из остаточного высокожелезистого–высокотитанистого силикатного расплава на позднемагматической стадии. В пользу этого свидетельствует резко ксеноморфная пойкилитовая морфология ильменит-титаномагнетитовых выделений с обилием включений силикатов и округлыми очертаниями границ, а также эвтектический характер сростаний ильменита с поздними силикатами – кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Ti-mag-III наиболее беден Cr и Ni, что исключает его возможную связь с Fe-Ti-оксидным расплавом, из

которого произошёл Ti-mag-I. Температура кристаллизации Ti-mag-III и Пm-II оценена в 945–804 °С.

Наиболее богатая Fe-Ti-минерализация (Fe_2O_3^* до 20.1 мас. %, TiO_2 до 1.6 мас. % и V до 430 г/т) в Наурузовском массиве выявлена в норитах средней части, в связи с чем мы предполагаем наличие более чем одного акта внедрения магмы при формировании данного массива. Обобщённая модель формирования самого массива и Fe-Ti-минерализации в нём показаны на рис. Первой внедрилась наиболее мафитовая порция магмы (норитовая), частично раскристаллизованная в промежуточной камере, о чём свидетельствует обилие порфировых вкрапленников ортопироксена. Отметим, что на вариационных диаграммах составы этих пород смещены от главных трендов. Эта магма содержала капли Fe-Ti-оксидного расплава, но последующие внедрения более фракционированных порций магмы (более глинозёмистых и менее магнезиальных) могли привести к их растворению. В результате свидетельство о существовании раннего титан-железистого расплава сохранилось лишь в виде глобулярных включений титаномагнетита во вкрапленниках. На промежуточной стадии становления массива Fe-Ti-оксиды выделялись из остаточной после кристаллизации породообразующих силикатов магмы. На более поздней стадии вследствие дефицита пространства из Fe-Ti-богатого остаточного расплава кристаллизовались пойкилитовые ильменит-титаномагнетитовые выделения.

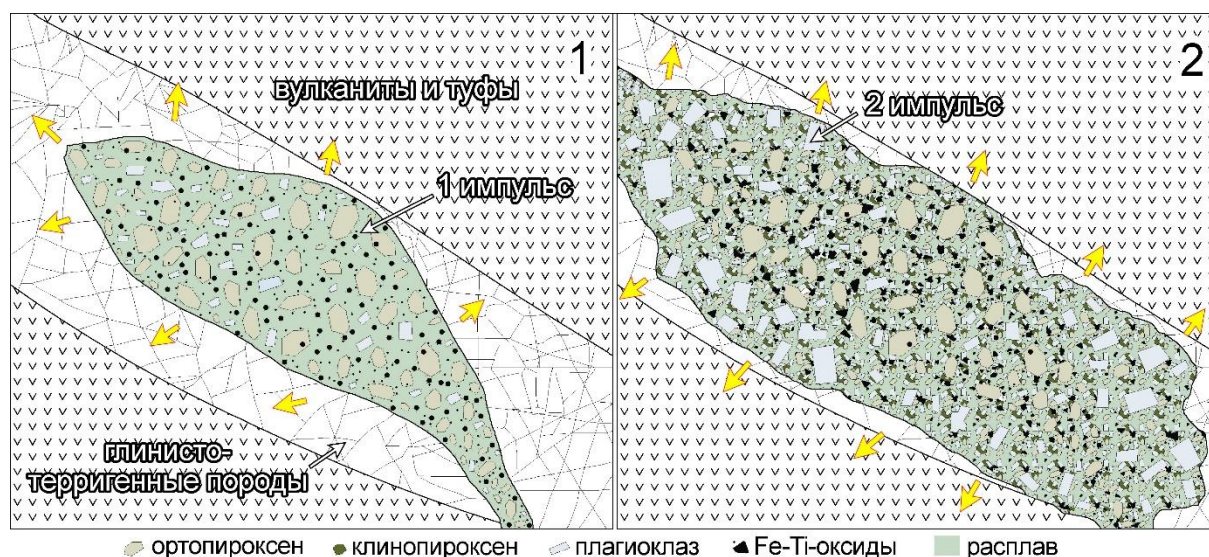


Рис. 1. Схематическая модель становления и Fe-Ti-минерализации Наурузовского сипла

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-77-10049).

1. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.
2. Hurai V., Simon K., Wiechert U., Konečný P., Huraiová M., Pironon J., Lipka J. Immiscible separation of metalliferous Fe/Ti-oxide melts from fractionating alkali basalt: P-T-f O_2 conditions and two-liquid elemental partitioning // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. v 133. pp. 12–29.
3. Zhou M.-F., Chen W.T., Wang C.Y., Prevec S.A., Liu P. P., Howarth G. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzhihua-type of Fe-Ti-V oxide deposits, SW China // Geoscience Frontiers. 2013. v. 4(5). pp. 481–502.

4. Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В., Богина М.М., Фролов П.В. Происхождение Fe-Ti оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Еletzозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (Северная Карелия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. т. 60(2). с. 198–230.
5. Yavuz F. WinMIgob: A Windows program for magnetite-ilmenite geothermometer and oxygen barometer // Journal of Geosciences. 2021. v. 66(1). pp. 51–70.

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМИТИТОВ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ИХ ГЕНЕЗИСА (НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ УРАЛА)

Савельев Д.Е.¹

¹*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru*

Одной из актуальных петрологических проблем является происхождение дунитов и связанных с ними рудных концентратов хромититов в массивах ультрамафитов офиолитового типа. Традиционными методами исследования, на основании которых проводится интерпретация генезиса данных образований, являются геохимические и минералогические (например, [1]). Вместе с тем, еще в 1970-е годы было установлено, что ультрамафиты мантийной части разреза офиолитовых комплексов являются мантийными тектонитами [2 и др.] и поэтому одним из важнейших факторов, который следует учитывать при их изучении, является структурный. На основании структурного изучения ультрамафитов, в работах многих зарубежных и отечественных исследователей была показана важная роль в их генезисе деформационных процессов [3,4 и др.]. Более детальное изучение микроструктуры сдерживалось отсутствием количественных методов исследования, они были ограничены использованием Федоровского метода, который применим лишь к прозрачным анизотропным минералам (оливин, пироксены) и не являлся в полной мере объективным и автоматизированным.

Сравнительно недавно, с появлением метода дифракции обратно-рассеянных электронов на базе сканирующей электронной микроскопии (EBSD), стало возможным проведение точных микроструктурных исследований минералов, получать количественную информацию о внутреннем строении изотропных и непросвечивающих материалов, в том числе минералов кубической сингонии и различных рудных минералов [5,6].

Данный метод основан на сканировании участка поликристаллического агрегата по определенной сетке, при этом шаг может варьировать от десятых долей до нескольких мкм [7]. В каждой точке образца, наклоненного под углом 70 градусов к горизонтали, определяются координаты X и Y, фазовый состав и ориентировка кристаллической решетки. Два последних параметра рассчитываются путем сравнения полученных линий Кикучи с таковыми, характерными для данной фазы, взятыми из кристаллографических баз данных. Результаты измерений представляются в виде набора карт для данного участка и диаграмм ориентировки основных кристаллографических направлений для интересующих пользователя фаз. EBSD-сканирование препаратов проводилось с шагом от 10 до 20 мкм с детализацией в некоторых случаях до 2 мкм.

Нами были изучены образцы перидотитов, дунитов и хромититов из массивов Южного и Полярного Урала: Крака, Кемпирсайский, Рай-Из. Полученные результаты по микроструктурному изучению породообразующих минералов перидотитов и дунитов подтвердили на обширном представительном материале выводы, полученные ранее с применением оптической микроскопии. Для оливина характерны петроструктурные узоры, сформированные при ведущей роли трансляционного скольжения (системы (010)[100] и {0kl}[100]) и подчиненном значении синтетектонической рекристаллизации. Ортопироксен демонстрирует большую склонность к рекристаллизации при слабо выраженном скольжении по системе (100)[001].

Микроструктурные исследования хромититов различного структурного типа (редковкрапленные, густовкрапленные, массивные) подтвердили, что с увеличением

густоты вкрапленности коррелирует размер индивидов хромита. Несмотря на то, что во всех типах руд отмечается субзеренная внутренняя структура, она имеет разное происхождение. Во вкрапленных хромитах преобладают границы деформационного типа, либо образованные при синтетектонической рекристаллизации, но в массивных рудах они обычно связаны с процессами вторичной рекристаллизации (отжигом).

Предлагается следующая интерпретация полученных данных. Формирование рудных агрегатов в дунитах происходит в результате реоморфической сегрегации внутри движущегося мантийного диапира. На ранней стадии каждое зерно хромита окружено зернами оливина, и поэтому размер рудных зерен имеет один максимум, соответствующий условиям деформации и всегда равен или меньше размера оливиновых зерен. Однако, когда сегрегация достигает некоего критического уровня, который может быть условно обозначен как «начало соприкосновения зерен», начинается рост агрегатов хромита и стирание ориентационных различий. Такой направленности процесса способствует значительно меньшая деформируемость хромита по сравнению с оливином и замедление пластического течения вблизи участков с повышенной концентрацией рудных зерен.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019, <https://rscf.ru/project/22-17-00019/>.

1. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*, 1994. V.113. P.191–204.
2. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*, 1971. v. 12. P. 55–86.
3. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // *Геотектоника*. 2016. № 2. С. 62–77. DOI: 10.7868/S0016853X1602003X
4. Nicolas A. Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment // *Reviews of Geophysics*, 1986. V.24. P. 875-895
5. Spiess R., Peruzzo L., Prior D.J., Wheeler J. Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations // *Journal of metamorphic geology*. 2001. V.19. P. 269–290. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2001.00311.x>
6. Vukmanovic Z., Barnes S.J., Reddy S.M., Godel B., Fiorentini M.L. Morphology and microstructure of chromite crystals in chromitites from the Merensky Reef (Bushveld Complex, South Africa) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. P. 1031–1050. DOI 10.1007/s00410-012-0846-1
7. Даниленко В.Н., Миронов С.Ю., Беляков А.Н., Жилиев А.П. Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // *Заводская лаборатория. Диагностика материалов*. 2012. Т. 78. №2. С. 28–46.

ОФИОЛИТЫ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ РАННЕГО МЕЛА, ВЛИЯНИЕ ГЕОДИНАМИКИ НА ПЛАТИНОНОСНОСТЬ

Савельев Д.П.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
savelyev@kscnet.ru*

Полуостров Камчатский Мыс расположен на стыке трех тектонических структур – Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и Гавайско-Императорского хребта. Офиолитовый комплекс Камчатского Мыса сложен несколькими тектоническими пластинами, в составе которых развиты перидотиты, габброиды, долериты, базальты и карбонатно-кремнистые породы [1]. Комплекс имеет признаки формирования и преобразования в различных геодинамических обстановках, для некоторых пород доказано влияние на их генезис вещества мантийного плюма, в частности для перидотитов [2] и базальтов [3, 4]. В докладе рассмотрены геодинамические модели для начальных этапов формирования комплекса – около 100 млн. лет, связь комплекса с Гавайским мантийным плюмом и особенности платиноносности пород комплекса, обусловленные влиянием плюма.

Согласно современным геодинамическим моделям, след плюмового магматизма должен начинаться с обширного вулканического плато на земной поверхности, что отражает глубинную геодинамику плюма – большую голову и более узкий хвост. Одной из проблем, возникающих при реконструкции ранней истории Гавайского мантийного плюма, является отсутствие океанического плато, связанного с головой этого плюма. Различные модели предлагают варианты продолжения следа Гавайской горячей точки в Беринговом море и в Корякском нагорье, наличие остатков океанического плато под более молодыми структурами Камчатки и Охотского моря, погружение океанического плато в зону субдукции под Камчатку. Но эти реконструкции не опираются на геологическое строение упомянутых регионов и характеристики магматических комплексов. К вещественно обоснованным свидетельствам следа Гавайской горячей точки можно отнести только данные по офиолитовому комплексу п-ова Камчатский Мыс, но по объему и мощности вулканитов этот комплекс не соответствует океаническому плато.

Данные по офиолитам Камчатского Мыса (изотопия пород, состав расплавных включений) позволяют предположить его формирование в срединно-океаническом хребте при влиянии мантийного плюма [3, 4]. Сходная обстановка (мантийный плюм вблизи оси спредингового хребта) предполагается и для базальтов гайота Детройт (76-81 млн. лет) [5]. Согласно геодинамическим реконструкциям для середины мелового периода (напр., [6]), этой зоной спрединга могла быть граница плит Тихоокеанской и Изнаги или точка тройного сочленения Пацифик-Изнаги-Фараллон (ПИФ). Для 84-82 млн. лет (гайот Мейджи) положение Гавайской горячей точки реконструируется вблизи тройного сочленения ПИФ [7]. Некоторые авторы показывают для этого времени также плиту Кула, тогда Гавайская точка могла располагаться вблизи границы Пацифик-Кула. Если предполагать, что базальты Камчатского Мыса (с возрастом около 100 млн. лет) также связаны с границей Пацифик-Изнаги или ПИФ, то на протяжении почти 20 млн. лет Гавайский мантийный плюм находился под зоной спрединга, при этом горячая точка (выход материала плюма на земную поверхность) перемещалась вместе с хребтом на север (примерно с 20°с.ш. до 30°с.ш.). Такая модель позволяет снять проблему начального вулканического плато для Гавайского плюма: материал головы плюма не накапливался в подлитосферной мантии, а сразу поступал на поверхность, разбавляясь

материалом верхней мантии в зоне спрединга. В результате вместо одноактного океанического плато длительное время (20 млн. лет) формировалась океаническая кора повышенной мощности, большая часть которой была субдуцирована в зоне субдукции Кроноцкой дуги. Фрагменты аномальной коры и подстилающей ее мантии сохранились в аккреционной призме Кроноцкой палеодуги на п-ове Камчатский Мыс.

Кроме геохимических данных, в пользу предложенной модели говорит характер радиоляриевой фауны в карбонатно-кремнистых породах комплекса (по мнению В.С. Вишневской формирование происходило на палеоширотах 20-30⁰ с.ш.), а также предварительные палеомагнитные данные по этим породам (также около 20°с.ш. – данные Н.Э. Михальцова).

Влиянием мантийного плюма можно объяснить необычную платиноносность офиолитов Камчатского Мыса (совмещение Pt-Pd и Os-Ir минерализации). В отличие от мантийных перидотитов, сформированных в зонах срединно-океанических хребтов или над зонами субдукции, офиолиты Камчатского Мыса насыщены магматическими сульфидами. Акцессорные сульфиды с микровключениями различных минералов платиноидов присутствуют во всех породах комплекса – как в реститогенных (дунитах, гарцбургитах), так и в кумулятивных – пироксенитах, верлитах, вебстеритах, хромититах; сульфидонасыщенность наследуют некоторые вулканические породы комплекса. Базальты различных геохимических типов показывают связь с мантийным плюмом по соотношению платиноидов [8]. В пределах площади офиолитового комплекса Камчатского Мыса не выявлено месторождений и проявлений сульфидных руд или платиноидов (за исключением рудопроявлений меди в габброидах), однако насыщенность магматическими сульфидами пород комплекса позволяет предполагать возможность скопления сульфидов в скрытых частях ультрамафитового массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00029.

1. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.
2. Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ова Камчатский Мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 12. С. 1748-1758.
3. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K., Hauff F., Garbe-Schönberg D. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka. *Geology*. 2008. V. 36. P. 903–906.
4. Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D. Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: Evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 287. P. 194–204.
5. Huang S., Regelous M., Thordarson T., Frey F.A. Petrogenesis of lavas from Detroit Seamount: Geochemical differences between Emperor Chain and Hawaiian volcanoes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V.6. No 1. Q01L06.
6. Torsvik T.H., Steinberger B., Shephard G.E., Doubrovine P.V., Gaina C., Domeier M., Conrad C.P., Sager W.W. Pacific-Panthalassic reconstructions: Overview, errata and the way forward // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019 V. 20 (7) P. 3659-3689
7. Smith A. D. A plate model for Jurassic to recent intraplate volcanism in the Pacific ocean basin // *Plates, Plumes and Planetary Processes. The Geological Society of America Special Paper*. 2007. V. 430. P. 471-495.
8. Савельев Д.П., Палесский С.В., Портнягин М.В. Элементы платиновой группы в базальтах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка): источники вещества // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59 (12). С. 1997-2010.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВКРАПЛЕННИКОВ ИЗ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ)

Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П.

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

Неактивный позднеплейстоценовый вулкан Харчинский расположен в северной части Центральной Камчатской депрессии, приуроченной к зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Вулкан Харчинский интересен благодаря редкому для островодужных обстановок сочетанию лав примитивного состава и многочисленных ксенолитов глубинных пород, которые позволяют реконструировать участие мантийных магм в эволюции областей активного островодужного вулканизма.

Глубинные ксенолиты представлены перидотитами и клинопироксенитами. Главными породообразующими минералами этих ультрамафитов являются оливин, клинопироксен, ортопироксен, амфибол, а также присутствуют плагиоклаз и акцессорные шпинелиды. Химизм одно из изученных ксенолитов (ХР-11) позволяет отнести его к породам литосферной мантии Камчатки [1-3]. Остальные являются коровыми кумулатами базитовых магм.

Лавовые потоки вулкана сложены магнезиальными базальтами и андезибазальтами, в которых вкрапленники оливина и клинопироксена, реже плагиоклаза и хромита погружены в тонкораскристаллизованную основную массу, состоящую из плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и апатита. Реже в ней встречаются оливин, ортопироксен, ильменит и незначительное количество стекла.

Гломеропорфировые сростки и вкрапленники в породах вулкана Харчинский были подразделены на автокристы и ксенокристы согласно [4]. Их составы были сопоставлены с минералами изученных глубинных ксенолитов (рис. 1).

Состав вкрапленников оливина изменяется от Fo₉₁ в центре до Fo₆₂ на краях кристаллов. В целом, значения Mg# вкрапленников оливина из лав варьируют в более широком диапазоне, перекрывая соответствующий интервал для ксенолитов Mg# = 71-90. Концентрации NiO во вкрапленниках положительно коррелируют с содержанием Fe-минала, и оливин из ксенолитов по содержанию Ni практически не отличается от вкрапленников (Рис. 1). Содержания CaO во вкрапленниках обычно ≥0.10 мас.%, что указывает на их магматическое происхождение. В то же время единичные зерна этого минерала обеднены CaO (<0.10 мас.%), что больше похоже на оливин из ксенолитов. По содержанию TiO₂, NiO и MnO некоторые наиболее магнезиальные оливины базальтов похожи на оливины из ксенолитов перидотитов Харчинского вулкана (рис. 1). Более железистые оливины из ксенолитов клинопироксенитов близки некоторым оливинам базальтов с промежуточными значениями Mg#. Наиболее магнезиальные оливины из ксенолитов перидотитов обеднены Cr₂O₃ и Al₂O₃ по сравнению с вкрапленниками этого минерала в базальтах и андезибазальтах.

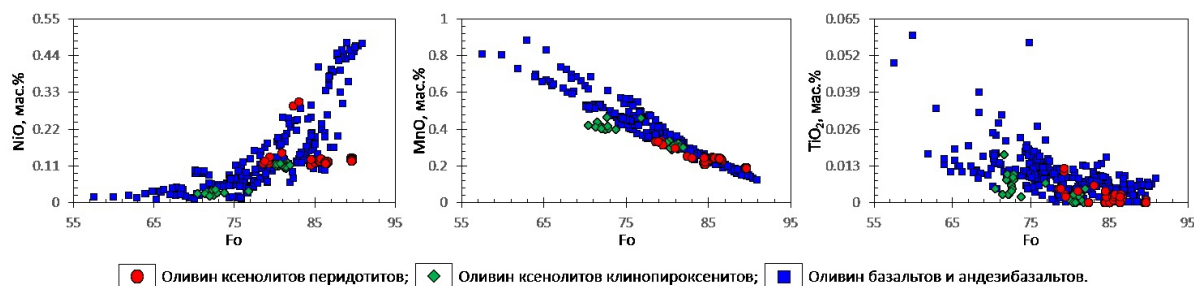


Рис. 1. Составы оливина из ксенолитов и базальтов вулкана Харчинский.

Вкрапленники клинопироксена по составу попадают в поля диопсида и авгита $\text{En}_{36-50}\text{Fs}_{6-18}\text{Wo}_{38-50}$, $\text{Mg\#} = 70-90$, $\text{Na}_2\text{O} \leq 0.7$ мас.%. Кристаллы часто зональные. В целом, краевые зоны более железистые по сравнению с центром. В клинопироксенах содержания CaO и Cr_2O_3 увеличиваются, а TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O уменьшаются с ростом Mg\# . По сравнению с ксенолитами Харчинского вулкана значения Mg\# вкрапленников клинопироксена лав варьируют в слегка более узком диапазоне, попадая в соответствующий интервал $\text{Mg\#} = 66-93$ для клинопироксенов из ксенолитов. Содержания Cr_2O_3 во вкрапленниках положительно коррелируют с магнезиальностью и согласуются с составами клинопироксена из пироксенитов, при этом существенно отличаясь от перидотитов. Вкрапленники клинопироксена близки к клинопироксенам ксенолитов по содержаниям Al_2O_3 и MnO , но обогащены по сравнению с ними TiO_2 , Na_2O и обеднены CaO .

Отмеченное выше сходство составов вкрапленников и минералов ксенолитов позволяет утверждать, что среди вкрапленников присутствуют ксенокристы, относящиеся к породам, представленным изученными ксенолитами.

Ксенокристовую природу могут иметь некоторые наиболее магнезиальные ядра вкрапленников оливина с $\text{Fo}_{>88}$, которые, по-видимому, имеют отношение к ксенолитам мантийных перидотитов. Попадание их в более дифференцированный базальтовый расплав приводило к появлению вкрапленников оливина с прямой зональностью. Более железистый оливин нередко в сростании с клинопироксеном, по-видимому, имеет отношение к кумулатам, представленным ксенолитами клинопироксенитов.

Вкрапленники в изученных базальтах и андезибазальтах могут иметь различное происхождение. Помимо автокристов, кристаллизовавшихся непосредственно из базитового расплава, магма могла захватывать минералы, образованные в более ранние эпизоды магматизма. Они, по-видимому, представляют собой фрагменты мантийных ксенолитов, кумулятивных пород, а также более ранних порций магмы. По мере своего продвижения к поверхности магмы вулкана Харчинский, по-видимому, захватывали ксенокристы из магматических камер на разных глубинных уровнях, что предполагает наличие под Харчинским вулканом эшелонированной системы камер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-27-00216).

1. Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // *G³*, 2007, 8(4), 24 p.
2. Ionov D.A., Bénard A., Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D. Along-arc variations in lithospheric mantle compositions in Kamchatka, Russia: first trace element data on mantle xenoliths from the Klyuchevskoy group volcanoes // *J. of volcanology and geothermal research*, 2013, 263, p.122-131.
3. Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V.M. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka // *J. Petrol*, 2007, v.48, №2, p.395-433.
4. Jerram D.A., Dobson K.J., Morgan D.J., Pankhurst M.J. Chapter 8. The Petrogenesis of Magmatic Systems: Using Igneous Textures to Understand Magmatic Processes // *Volcanic and Igneous Plumbing Systems* edited by Steffi Burchardt, Elsevier, 2018.

СЕКТОРИАЛЬНО-ЗОНАЛЬНЫЕ ВКРАПЛЕННИКИ КЛИНОПИРОКСЕНА В ДОЛЕРИТАХ ХАБАРНИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО АЛЛОХТОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Симанкова А.О., Пушкарев Е.В., Чебыкин Н.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

AlexSimankova@yandex.ru

Хабарнинский мафит-ультрамафитовый аллохтон, площадью около 400 кв. км, расположен в Сакмарской зоне на Южном Урале западнее города Новотроицка Оренбургской области. В состав аллохтона входит 5 магматических комплексов и толща метаморфических пород в его основании [1, 2]. К наиболее молодому магматическому комплексу аллохтона относятся долеритовые дайки, прорывающие все магматические и метаморфические породы массива. Возраст долеритов, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу, соответствует франскому ярусу среднего девона – 377 млн. лет [3].

Долеритовые дайки образуют протяженные рои, неравномерно распределенные по массиву. Наибольшее количество даек зафиксировано в восточной части аллохтона. Протяженность даек составляет от первых метров до 15 км, мощность от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Количество наиболее крупных, многокилометровых даек в аллохтоне превышает несколько десятков, а общее количество даек подсчитать невозможно. Все долеритовые дайки имеют хорошо выраженную зону закалки на контакте с вмещающими породами. Мощность таких зон меняется от первых до нескольких десятков сантиметров. Центральные части даек имеют мелкозернистую офитовую структуру. В зонах закалки зернистость пород резко уменьшается до криптокристаллической и стекловатой, а породы приобретают выраженную порфириковую структуру с вкраплениями клинопироксена размером до 2-5 мм.

По химическим составу долериты соответствуют базальтам нормальной щелочности, близкие к MORB типу. Железистость пород варьирует от 0.5 до 0.7, а содержания TiO_2 изменяются от 1.5 до 2 мас.%. Сумма щелочей составляет в среднем около 3 мас. % при преобладании натрия. Распределение РЗЭ и редких элементов соответствует базальтам MORB типа, при несколько более высоких содержаниях Rb и Sr. На диаграмме Ti-Y-Zr и составы долеритов группируются в поле базальтов COX, а на Ti-Zr диаграмме тяготеют к полю базальтов островных дуг.

Ранние породообразующие минералы долеритов представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Плагиоклаз образует призматические кристаллы, иногда с элементами зональности. Его состав варьирует от анортита до андезина. Клинопироксен формирует более мелкие зерна в промежутках между лейстами плагиоклаза. Его состав варьирует от диопсида до авгита ($f=0.15-0.35$). Содержания Al_2O_3 изменяются в широких пределах от 1.5 до 5 мас. %, а TiO_2 растет от 0.3 до 1.3 мас.% с увеличением железистости. Часто присутствующий позднемагматический буровато-зеленый амфибол отвечает по составу паргаситу. Он имеет железистость 0.58, содержания $\text{TiO}_2=2.2$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3=11.4$ мас.%. Паргасит обрастает клинопироксен либо образует ксеноморфные зерна в межзерновом пространстве. На этапе постмагматических преобразований клинопироксен и паргасит замещаются низкоглиноземистым амфиболом ряда актинолит-тремолит. Акцессорные минералы представлены апатитом и титанитом, рудные - титаномагнетитом.

Как было отмечено выше, ранние ликвидусные порфириковые вкрапления клинопироксена встречаются в долеритах, преимущественно, в зонах закалки. Как правило, они обладают хорошо проявленной зональностью, по видам которой их можно

разделить на три типа: 1) пироксены с концентрической зональностью; 2) пироксены с секториальной зональностью типа «песочных часов»; 3) пироксены с комбинацией концентрической и секторальной зональности. В данном сообщении мы представляем предварительные результаты изучения зональных клинопироксенов из зон закалки долеритов.

Секториальная зональность типа «песочных часов» характеризуется различными составами секторов. На BSE изображениях светлые сектора характеризуются более высокими содержаниями Al_2O_3 и TiO_2 по сравнению с темными секторами, для которых характерны более высокие уровни SiO_2 и MgO . Микрозондовое профилирование, по перпендикулярно расположенным секторам, выявило для них несколько различный тип зональности, а главное, различные уровни концентраций элементов. Так, средние содержания окислов соответственно по светлым и темным секторам имеют следующие значения: $Al_2O_3 = 4.4/2.1$ мас. %, $TiO_2 = 1.5/0.7$ мас. %, $SiO_2 = 48.2/50.9$ мас. %, $MgO = 14.2/16.0$ мас. %. Железистость по секторам не имеет больших различий.

Концентрическая зональность выражается в постепенном увеличении железистости от центра к краю, параллельно с которой растут содержания титана и алюминия. Перечисленные выше два типа зональности могут быть встречены одновременно в одном зерне. При этом алюминий, титан, магний и кальций сохраняют секторальную зональность, в то время как железо образует концентрический рисунок. Установленная зональность показывает, что при кристаллизации клинопироксена разные элементы предпочтительно входят в состав разных секторов, внутри которых они могут образовывать концентрическую ростовую зональность.

В разных зернах клинопироксенов, в секторах одной и той же кристаллографической ориентировки характер профилей сходен, что может свидетельствовать об общих закономерностях кристаллизации клинопироксенов в однотипно эволюционирующем расплаве.

Отчетливая секторальная и концентрическая зональность характерны для небольших интрузий с быстрыми скоростями охлаждения и вероятным взаимодействием более холодных и более горячих порций расплава [3, 4]. При этом изменение химического состава в клинопироксенах от ядра к периферии говорит об общей химической эволюции расплава. Установленное приоритетное вхождение разных элементов в сектора с различной кристаллографической ориентировкой во время кристаллизации клинопироксена в закалочных условиях отражает сложность этого процесса и имеет методические следствия, согласно которым недостаточно определять состав центральных и краевых частей вкрапленников или прописывать однонаправленные профили через зональные зерна, чтобы установить ход кристаллизации клинопироксенов. Для этого необходимо проходить пересекающиеся под прямым углом профили.

Работа выполнена по госбюджетной теме ИГГ УрО РАН № 123011800009-9. Аналитические работы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург.

1. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М., «Наука», 1978 г.
2. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балькин П. А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
3. Симанкова А.О., Пушкарев Е.В. Комплекс позднедевонских долеритовых даек в Хабаровинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне на Южном Урале: варианты геотектонической интерпретации. // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии:

фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. С. 184-187.

4. Haag V. Studying magmatic systems through chemical analyses on clinopyroxene — a look into the history of the Teno ankaramites, Tenerife. Dissertations in Geology at Lund University, Master's thesis №. 595 (45 hp/ECTS credits), 2020, 96 p.

5. Schoneveld L., Barnes S., Makkonen H., Le Vaillant M., Paterson D., Taranovic V., Wang Kai-Yuan, Mao Y. Zoned Pyroxenes as Prospectivity Indicators for Magmatic Ni-Cu Sulfide Mineralization // *Frontiers in Earth Science*. 2020. v. 8, p. 160-178.

ФОРСТЕРИТОВЫЕ АПОДУНИТОВЫЕ ЭНДОСКАРНЫ В ДУНИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Синопальников Н.И.¹, Кислов Е.В.², Шубин И.И.³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

²Геологический институт им. Н.Л. Дobreцова СО РАН, г. Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

Изучены аподунитовые форстеритовые эндоскарны Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье. Этот рифейский гипабиссальный интрузив размером 26×5-6×2-4 км внедрился в терригенно-доломитовую толщу. Массив содержит массу ксенолитов, преимущественно аподоломитовых, большая часть которых приурочена к верхам дунитового горизонта. Ранее эндоскарны в дунитах Йоко-Довыренского массива не отмечались, за исключением отнесенных к ним хромититов [1-3].

В юго-западном направлении ксенолиты постепенно исчезают. Считается, что они поглощены расплавом, возникли контаминированные дуниты [4-7]. Но температура их образования 850°С [7]. Это на сотни градусов ниже температуры формирования дунитов Йоко-Довыренского массива - 1250°С.

В эндоскарнах исходно магматический оливин Fo82-87 с 0.15-0.40 % Ni и до 0.1 % CaO в той или иной степени замещён, часто по сети микротрещин, более магнезиальным оливином до почти чистого форстерита Fo89-99 с до 0.15 % Ni и до 1 % CaO. Эти породы содержат фассаит и шпинель с большим содержанием Al₂O₃, что не характерно для магматических пород интрузива [4, 5, 7]. Новообразованный форстерит содержит тончайшие ламели распада монтичеллита, которыми объясняется совершенная отдельность оливина [8]. Ламели в большинстве образцов преобразуются в отдельные кристаллы. Отмечается рассеянная вкрапленность пентландита (Fe_{5.7}Ni_{3.1}Co_{0.2})S₈.

Замещение идиоморфного оливина дунитов прожилковым форстеритом отражает метасоматический, скарновый процесс. Ламели монтичеллита образуются в результате распада твердого раствора высоко-Ca новообразованного форстерита. Рассеянная вкрапленность высоко-Ni пентландита сформировалась за счёт Ni, сброшенного в процессе замещения магматического оливина метасоматическим форстеритом. Он ассоциирует с метаморфогенно-гидротермальным Cr-магнетитом.

Сравнение составов исходного магматического дунита и аподунитовых форстеритовых эндоскарнов показало, что концентрации кремнезема, хрома, марганца, кобальта почти не изменились. Существенен привнос магния. Содержания большинства других химических элементов заметно снизилось: в 1.5 раза - Ni, Zn; в 2 раза - V, Pb, Ba, Sc; в 3 раза - Al, Ti, Ca, Y; в 4-6 раз - K, Rb, Li, Zr; в 8 раз - Sr; лантанидов в 11 раз. То есть произошёл вынос большинства химических элементов при привносе только магния.

Таким образом, установлен процесс форстеритизации дунитов с образованием своеобразных высокомагнезиальных эндоскарнов. Оливин - хризолит Fo82-87 замещается обогащенным кальцием хризолитом Fo88-89 и далее форстеритом Fo90-99. Скарновый форстерит беден Ni. Наиболее магнезиальный форстерит обеднён кальцием, что вызвано распадом твердого раствора. Новообразованный обогащенный кальцием форстерит во многих участках в результате превратился в матрицу форстерита с системой тонких параллельных ламелей монтичеллита. Сам монтичеллит - малостойкий минерал, в большинстве случаев растворен, что привело к образованию трещин отдельности. В других случаях он перекристаллизовывается с формированием зёрен. Оценка температуры по составу сосуществующих форстерита и монтичеллита с использованием данных [9] 860-880°С. При сбросе Ni образуется высоконикелстый

пентландит. В ходе процесса скарнообразования произошел привнос магния из доломитов с выносом большинства элементов.

Авторы искренне признательны Э.М. Спиридонову за постановку проблемы и помощь в работе, аналитику Е.В. Гусевой за помощь в проведении микрозондовых анализов. Исследование выполнено в рамках государственных заданий ГИН СО РАН АААА-А21-121011390003-9 и ГЕОХИ РАН с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

1. Пушкарев Е.В., Кислов Е.В. Высокохромистые скарны Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Материалы всероссийской научной конференции. Томск: ЦНТИ, 2005. Т. II. С. 392-395.
2. Kislov E.V., Khudyakova L.I. Yoko–Dovyren Layered Massif: Composition, Mineralization, Overburden and Dump Rock Utilization // Minerals. 2020. V. 10. 682. doi:10.3390/min10080682
3. Kislov E.V., Kamenetsky V.S., Vanteev V.V. Yoko-Dovyren massif, Irkutsk LIP: genesis of chromitites // Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk: CSTI Publishing house, 2019. P. 66-68.
4. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955—1052.
5. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. 1998. 265 с.
6. Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермобарометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады РАН. 2004. Т. 395, № 1. С. 108-112.
7. Wenzel T., Baumgartner L.P., Brügman G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 2049-2074.
8. Bailau R., Pertsev N.N., Kislov E.V., Galuskin E.V. Olivine with perfect cleavage from Yoko-Dovyren massif, Russia // Mineralogia – Special Papers. 2008. V. 32. P. 41.
9. Warner R.R., Luth W.C. Two-phase data for the join monticellite (CaMgSiO₄) - forsterite (Mg₂SiO₄): Experimental results // Amer. Mineral. 1973. V. 58. P. 998-1008.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДУНИТОВ УЛОРСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)

**Симонов В.А.¹, Котляров А.В.¹, Чернышов А.И.², Петрусёва В.С.³,
Карманов Н.С.¹**

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
kotlyarov@igm.nsc.ru*

²*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск*

³*Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г.
Новосибирск*

Улорский гипербазитовый массив расположен на северо-востоке Агардагской зоны в Южной Туве. Как показали детальные экспедиционные работы при участии одного из авторов (Симонов В.А.) массив представляет собой фактически ультрабазит-базитовую офиолитовую ассоциацию, содержащую комплекс тектонизированных гипербазитов, расслоенную ультрабазит – габбровую серию и комплекс верхних габбро и габбро-диабазов. Основанием офиолитового разреза служат тектонизированные гипербазиты, контактирующие с вмещающими породами на юге и представленные дунитами, гарцбургитами и серпентинитами. Дуниты слагают более половины площади выхода этих ультраосновных пород. Гарцбургиты имеют подчиненное значение и наблюдаются преимущественно в северо-восточной части массива. Здесь же присутствуют хромитоносные дуниты. Необходимо отметить, что для дунитов и гарцбургитов этого комплекса характерны структуры пластических деформаций. К северу тектонизированные гипербазиты сменяются относительно узкой, но протягивающейся по всей длине Улорского массива, полосой расслоенного дунит-верлит-пироксенит-габбрового комплекса, содержащей сложное чередование полосовидных и линзовидных тел аподунитовых серпентинитов, верлитов и пироксенитов. Следующей к северу (вплоть до контакта с вмещающими породами) является полоса верхнего офиолитового комплекса, содержащего сложную ассоциацию мелкозернистых верхних габбро, габбро-диабазов, тоналитов.

Условия формирования дунитов Улорского массива были определены с помощью анализа минералов и силикатных включений в хромшпинелидах в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Оливины и хромшпинелиды из дунитов анализировались в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), электронно-зондовым методом на микроанализаторе JXA-8100 (JEOL Ltd). Составы силикатных включений и хромшпинелидов-хозяинов около включений определены на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и живом времени набора спектров 30 с.

Хромшпинелиды из дунитов Улорского массива по соотношению магнезиальности и хромистости относятся главным образом к островодужным образованиям. При этом минералы с силикатными включениями обладают минимальной магнезиальностью (Mg# менее 45%) и совместно с данными по хромитам (с включениями) из дунитов Карашатского массива (Агардагская зона) формируют отчетливый тренд одновременного падения содержаний хрома (Cr# от 80 до 50%) и магния (Mg# от 45 до 30%), чем они хорошо отличаются от хромшпинелидов без силикатных включений из дунитов Улорского и Агардагского массивов с максимальными значениями магнезиальности (до 63%) и хромистости (около 80%).

Оливины из дунитов Улорского массива отчетливо разбиваются на две группы. Одна (из гипербазитов с хромшпинелидами без силикатных включений) формирует на диаграммах компактные поля с максимальными значениями Fo и NiO при минимальных количествах MnO. При этом оливины из дунитов (с хромшпинелидами, содержащими силикаты) тесно ассоциируют с минералами из магматогенных дунитов Кузнецкого Алатау, показывая падение Mn и Ni на фоне роста Fo компонента.

Силикатные многофазные включения были найдены в хромшпинелидах из отдельных образцов дунитов Улорского массива. Первичные включения (20-60 мкм) равномерно располагаются по зерну хромита. Часто обладают отчетливой огранкой и по характеру заполнения микрофазами практически аналогичны негретым расплавленным включениям в хромшпинелидах из дунитов других гипербазитовых массивов, высокотемпературные эксперименты с которыми приводили к появлению типичных для прогретых расплавленных включений закалочных фаз с преобладанием стекла [1].

Среди микрокристаллитов, заполняющих включения в хромшпинелиде из дунитов Улорского массива, преобладают фазы, близкие по своему составу к амфиболам, хлоритам и реже пироксенам. К сожалению, первичное магматогенное содержимое включений не сохранилось, но учитывая стойкость хромшпинелидов ко вторичным воздействиям, отмечаемую многими исследователями, изохимичность процессов преобразования силикатов внутри хромитов наиболее вероятна. В связи с этим, на основе данных по составам силикатных фаз и по их соотношениям были рассчитаны валовые химические составы включений, позволившие рассмотреть петрохимические особенности магматических систем, принимавших участие в формировании дунитов Улорского массива.

По соотношению MgO-SiO₂ валовые составы силикатных многофазных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива соответствуют прогретым расплавленным включениям в хромитах из ультрабазитов Кузнецкого Алатау и образуют группу, перекрывающую поля ультрамафитов (верлиты, клинопироксениты) расслоенных комплексов из обоих офиолитов. По содержанию MgO включения отвечают пикритам и согласно кальций-магниевым отношениям близки к тренду развития ультрамафитов Карашатского офиолитового массива (Агардагская зона).

Температуры формирования дунитов Улорского массива были оценены с помощью оливин-хромитового термометра [2, 3]. Преобладают достаточно высокие параметры кристаллизации (1465-1300°C), но определены также и умеренные температуры (1235-1070-980°C), характерные, как отмечалось нами для дунитов Кузнецкого Алатау, для субсолидусной рекристаллизации ультрабазитов [4].

Присутствие клинопироксена в дунитах, для хромшпинелидов из которых были изучены расплавленные включения, позволило с помощью программы WinPLtb [5] установить *PT*-условия кристаллизации этого минерала: 1250°C, 6.5 кбар.

Дальнейшая постмагматическая история развития дунитов Улорского массива определялась деформационными процессами при подъеме ультрабазитов в верхние горизонты. По совокупности и интенсивности проявления признаков пластической деформации выделены следующие петроструктурные типы дунитов: протогранулярный → мезогранулярный → порфирокластовый. Их последовательность отражает возрастающую степень пластической деформации оливина, связанной с региональным метаморфизмом амфиболитового уровня.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

1. Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов

- Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 6, с. 1106-1134.
2. Wan Z., Coogan L.A., Canil D. Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a Geothermometer // American Mineralogist. 2008. v. 93. p. 1142-1147.
 3. Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. v. 368. p. 1-10.
 4. Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования, 2020, № 3, с. 34-49.
 5. Yavuz F., Yıldırım D.K. Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. v. 87 (2). p. 149-172.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Скляр Е.В.^{1,3, 4}, Лавренчук А.В.^{2,3}, Щербаков Ю.Д.⁴

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

skl@crust.irk.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

alavr@uiggm.nsc.ru

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

alavr@mail.ru

⁴Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

scherb@igc.irk.ru

Ольхонский композитный террейн представляет собой коллаж субтеррейнов, микротеррейнов, пластин различной природы, сформированный в процессе фронтальной и косой коллизии структур Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном в раннем палеозое [1]. Эти тектонические единицы характеризуются разным составом и возрастом протолитов слагающих их пород [2]. Ультрабазитовые тела, имеющие линзообразную или округлую форму [3, 4], залегают в виде цепочек, вытянутых согласно ориентировкам метаморфических пород (рис. 1). Размеры тел в большинстве случаев не превышают первых десятков метров, иногда составляя несколько метров, только два массива (Тог и Харикта) являются относительно крупными (более 500 м). Контакты ультрабазитов с вмещающими породами резкие, обычно без признаков метасоматического взаимодействия и структурного или минерального преобразования ультрабазитов в зоне контакта. Изученные массивы сложены дунитами и гарцбургитами, реже верлитами, клинопироксенитами.

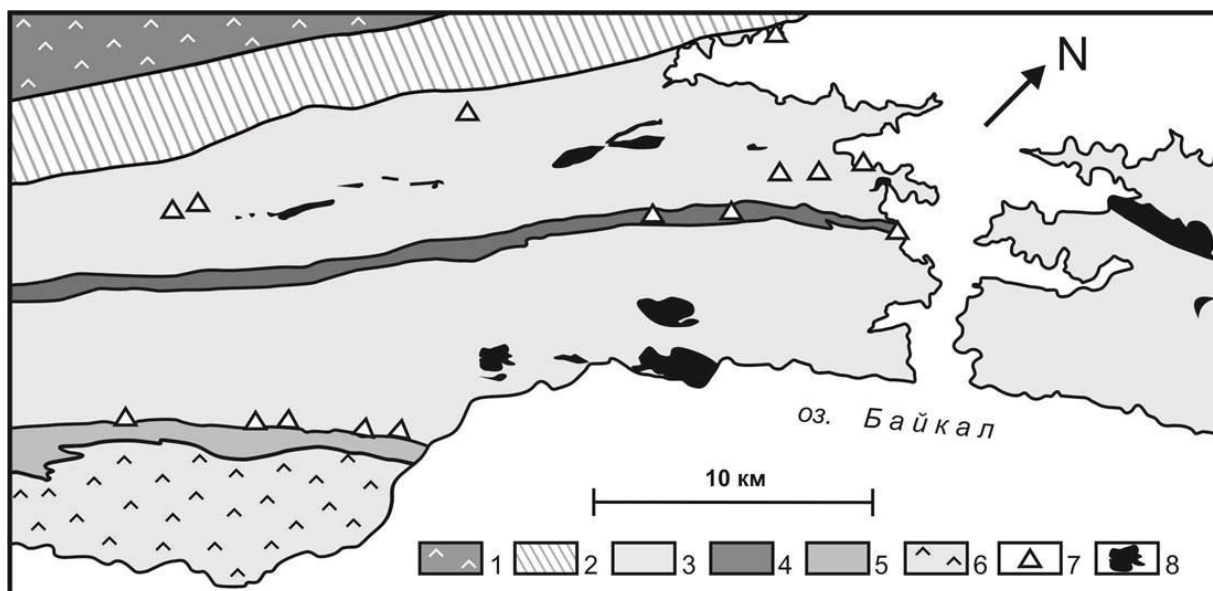


Рис. 2. Схема распространения офиолитовых ультрабазитов и габбро в Ольхонском терреине (по [3]).

1 – Палеопротерозойские магматические и метаморфические комплексы Сибирского кратона; 2-8 – метаморфические и магматические комплексы Ольхонского террейна: 2 – мраморы, гнейсы и мафитовые гранулиты; 3 – существенно гранит-гнейсовая толща с подчиненным количеством амфиболитов, мраморов и кварцитов; 4 – Существенно амфиболитовая Главная сдвиговая зона; 5 – микротеррейн Орсо, разделяющий Крестовский островодужный террейн (с юго-востока) и коллаж микротеррейнов; 6 – островодужные

существенно карбонатно-амфиболитовые образования Крестовского субтеррейна с крупными массивами габбро; 7 – тела ультрабазитов (вне масштаба); 8 – габбровые массивы.

Минеральный состав ультрабазитов, представленных обычно среднезернистыми или крупнозернистыми разностями, обычен для неизмененных или слабо измененных разновидностей: оливин, энстатит, хромшпинелид. Их характерной чертой является полное отсутствие серпентинита и постоянное присутствие в небольших количествах магнезиального хлорита (клинохлора). Изредка в породах встречаются карбонаты – кальцит, реже доломит или магнезит. Хромшпинелиды обычно образуют скопления или сростки в хлорите. Хлорит заполняет интерстиции между главными минералами. Это, как и преимущественное присутствие хромита в хлоритах, свидетельствует в пользу одновременной кристаллизации минералов и равновесности ассоциации хлорита с оливином, энстатитом и хромшпинелидом. Дуниты и гарцбургиты можно считать продуктом регенерации в разной степени серпентинизированных ультрабазитов [3,4] в результате регионального метаморфизма в РТ-условиях амфиболитовой фации. Метаморфизм приводил к регенерации частично серпентинизированного оливина и реэквилибрации остальных минералов в ассоциации оливин-энстатит-хромит. При этом исчезновение серпентина сопровождалось появлением магнезиального хлорита, равновесного с вышеотмеченными минералами.

В западной цепочке тел ультрабазитов, сложенных гарцбургитами и энстатититами постоянно присутствуют шпинелевые ультрабазиты, химический состав которых резко отличается от безглиноземистых реститов. В отличие от последних в них отмечаются высокие содержания глинозема (15-22 мас.% Al_2O_3) и пониженные содержания магния (34-37 мас.% MgO), кремнезема (32-39 мас.% SiO_2) и элементов группы хрома. Минералогически это выражается в том, что в породах содержится большое количество плеонаста, реже пикотита, шпинели и в обилии появляется пикроильменит. Контакты между реститовыми и шпинелевыми ультрабазитами резкие. Нередко с ультрабазитами пространственно ассоциируют мелкозернистые гранат-пироксен-плагиоклазовые породы или гранатовые амфиболиты, отсутствующие в породах рамы вне распространения ультрабазитов.

Образование шпинелевых ультрабазитов, в составе которых присутствует в значительном количестве плеонаст, обусловлено, вероятно, процессами высокотемпературного синметаморфического метасоматоза с привнесением Al_2O_3 , TiO_2 в низкоглиноземистые ультраосновные породы и выносом из них MgO , Cr_2O_3 . В пользу такого метасоматоза свидетельствует и повышенная глиноземистость ассоциирующих с ультрабазитами базитовых пород, для которых характерно присутствие граната и фассаита в ассоциации с анортитом, не типичных для других метаморфических пород основного состава Ольхонского террейна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Правительства Российской Федерации (грант № 075-15-2019-1883).

1. Федоровский В.С., Склярлов Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, № 4, с. 331—418.
2. Donskaya, T.V.; Gladkochub, D.P.; Fedorovsky, V.S.; Sklyarov, E.V.; Cho, M.; Sergeev, S.A.; Demonterova, E.I.; Mazukabzov, A.M.; Lepekhina, E.N.; Cheong, W.; Kim, J. Pre-collisional (N0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Res.* 2017, 42, 243–263.
3. Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Pushkarev E.V., Semenova D.V., Starikova A.E. Dismembered Ophiolite of the Olkhon Composite Terrane (Baikal, Russia): Petrology and Emplacement // *Minerals*, 2020, 10, 305.

4. Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститивые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10, с. 1562—1582.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЛИВИНА ПО ФОСФОРУ И ДРУГИМ ПРИМЕСНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ В УЛЬТРАМАФИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО И МОНЧЕГОРСКОГО ИНТРУЗИВОВ

**Соболев С.Н.¹, Япаскурт В.О.², Соболев А.В.³, Батанова В.Г.³,
Арискин А.А.^{1,2}, Пшеницын И.В.¹, Грошев Н.Ю.⁴**

¹*Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва
ssn_collection@bk.ru*

²*Московский государственный университет, г. Москва*

³*ISTerre, University Grenoble Alpes, France*

⁴*Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапты*

Некоторые несовместимые элементы, например фосфор, входят в оливин в избыточном количестве кинетически. Фосфор оказывается наиболее жестко заперт в структуре оливина и даже при длительном интрузивном отжиге при высоких температурах его концентрации, не приходят к равновесным. Это позволяет использовать неоднородность его концентраций для реконструкции кинетики кристаллизации отдельных зерен, выделения периодов быстрого и медленного роста. Зональность по фосфору обнаружена в трех изученных образцах дунитов Йоко-Довыренского массива и образце оливин-хромитовых пород Сопчеозерского месторождения Мончегоского плутона (рис. 1). Зональность по Са, Al, Ni, Cr проявлена в некоторых случаях, но оказывается размытой и малоинформативной. Дуниты из Йоко-Довыренского массива представлены двумя типами, которые имеют логнормальное (09DV501-37, 07DV124-12) и бимодальное (09DV501-59) CSD оливина. В первых двух образцах оливин обычно субизометричный, идиоморфный. Последний образец содержит небольшую долю уплощенных вытянутых кристаллов оливина. Оливин, рассеянный в массе хромита из рудного образца (M20-170.7) дунитового блока Мончеплутона, тоже в некоторых случаях имеет вытянутые кристаллы. Их границы по большей части ксеноморфные и диктуются огранкой хромита. Для уточнения истории кристаллизации каждого типа оливина было проведено элементное картирование.

В образцах 09DV501-37, 07DV124-12 крупный изометричный оливин имеет осциляторную зональность, без признаков растворения (рис. 1а). Зерна имеют кайму обедненную фосфором, что свидетельствует о ее наиболее медленной кристаллизации. Зональность в мелких зернах в данных образцах несет признаки частичного растворения (рис. 1в) ядер перед нарастанием бедной фосфором каймы. Данное наблюдение свидетельствует о том, что растворению подвергаются преимущественно малые зерна из-за лучшей диффузии в окружающей расплав.

В образце 09DV501-59 (рис. 1б) вытянутые зерна в своем ядре ровно посередине имеют контрастно обогащенные фосфором линейные зоны, вероятно, представляющие собой запись быстрого роста тонких пластинчатых индивидов вначале образования данного кристалла. Продолжаются данные линейные зоны тонкими, подобными иголкам зонами реберного роста. Ядра изометричных кристаллов обеднены фосфором и, вероятно, представляют интрателлурическую популяцию, образованную до возрастания переохлаждения, на которую нарастает обогащенная фосфором зона, окруженная в свою очередь бедной фосфором каймой. Максимальная концентрация P_2O_5 – 0.1 мас. %.

Образец M20-170.7 хромитов Мончеплутона отобран в керне скв. M20 ориентированным, плоскость шлифа вертикальна, ориентировка на иллюстрации соблюдена. Вытянутое зерно, ориентированное субпараллельно расщепленности, тоже содержит обогащенное фосфором вытянутое ядро (рис. 1д), но в отличие от довыренского случая, здесь эта зона смещена на нижний край кристалла. Можно

предположить, что это является результатом *in situ* кристаллизации оливина на хромитовой подложке. Вытянутое ядро тоже свидетельствует о быстром росте кристалла вначале с последующим обрастанием образованного скелета. Если в Довырене быстрый рост обеспечивается контактом двух магм с контрастом примерно в 100°C, то при образовании Мончегорских хромититов тоже можно предполагать смешение в разной степени продвинутых расплавов.

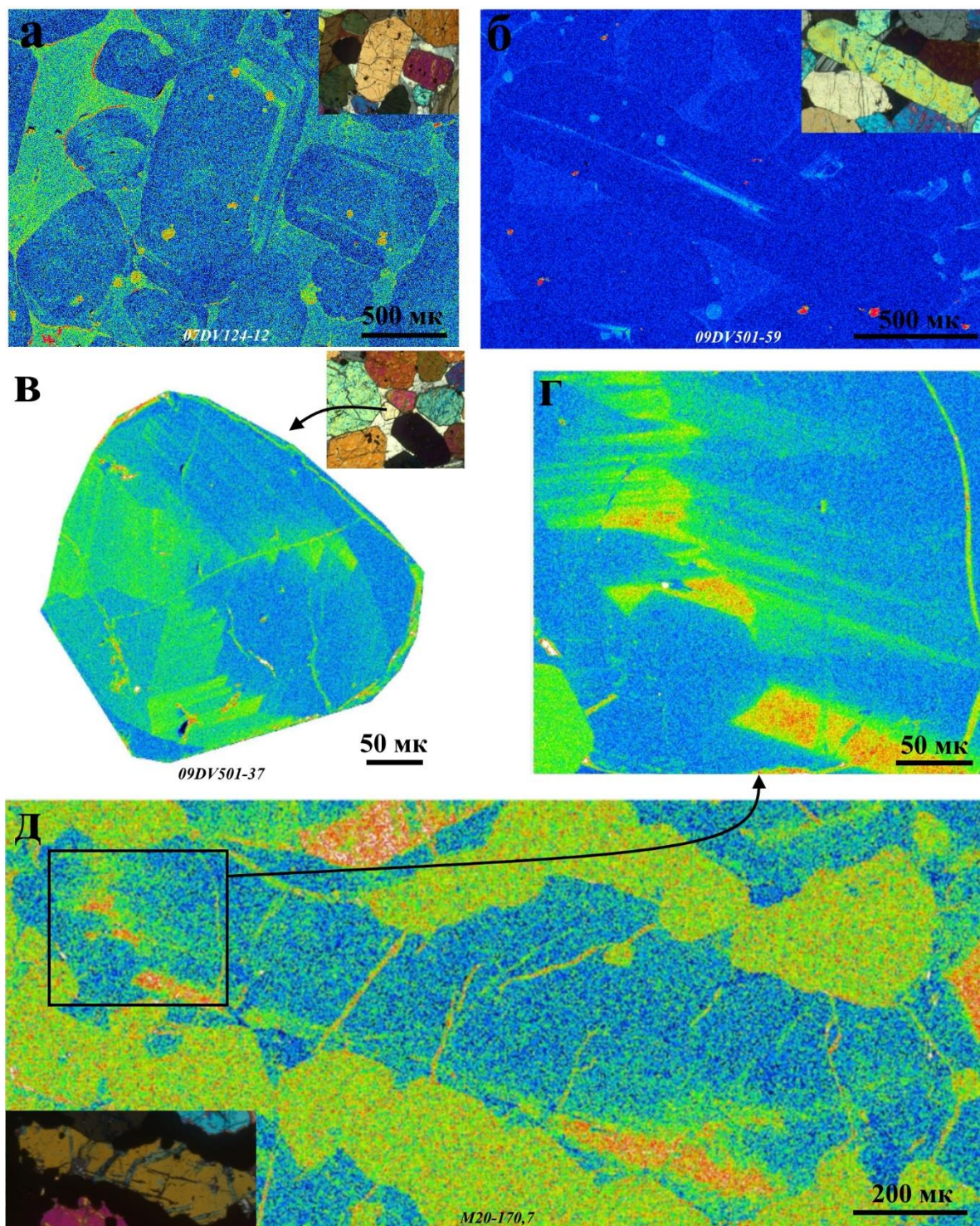


Рис. 1. Карты распределения фосфора в оливине из образцов Йоко-Довыренского и Мончегорского плутонов. Съемка производилась для а, б на приборе JEOL JXA-8230 в МГУ им. Ломоносова; для в, г, д на приборе JEOL JXA-iHP200F в ISTERre. На врезках исследованные фрагменты в скрещенных николях.

**АПАТИТ ИЗ МИНЕРАЛИЗОВАННОГО АНОРТОЗИТА
ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТРОЖДЕНИЯ КИЕВЕЙ, ФЕДОРОВО-
ПАНСКИЙ КОМПЛЕКС,
КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ**

Сущенко А.М., Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Савченко Е.Э.

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

Состав минералов группы апатита (далее апатита) является важным петрогенетическим индикатором для целого ряда геологических процессов [1]. В частности, хлорапатит является индикатором для образования сульфидных платинометалльных руд. Хлор, как предполагается [2], участвует в виде комплексных соединений в переносе и концентрировании элементов платиновой группы (ЭПГ). Недавнее исследование магматического апатита из пикритовых габбро-долеритов Хараелахской интрузии [3] позволило предположить, что принадлежность состава апатита из минерализованных пород к тренду, направленному из центра диаграммы Cl-F-ОН в сторону хлорапатита (образно выражаясь, к тренду «платинового реактора»), указывает на обогащение сульфидной жидкости благородными металлами *in situ*. В логике этого примера важно, что минерализованные породы с относительно обедненным по хлору апатитом, подстилающие пикритовые габбро-долериты, содержат инфильтрационное сульфидное оруденение, обогащенное ЭПГ на вышерасположенном уровне разреза (т.е., не *in situ*).

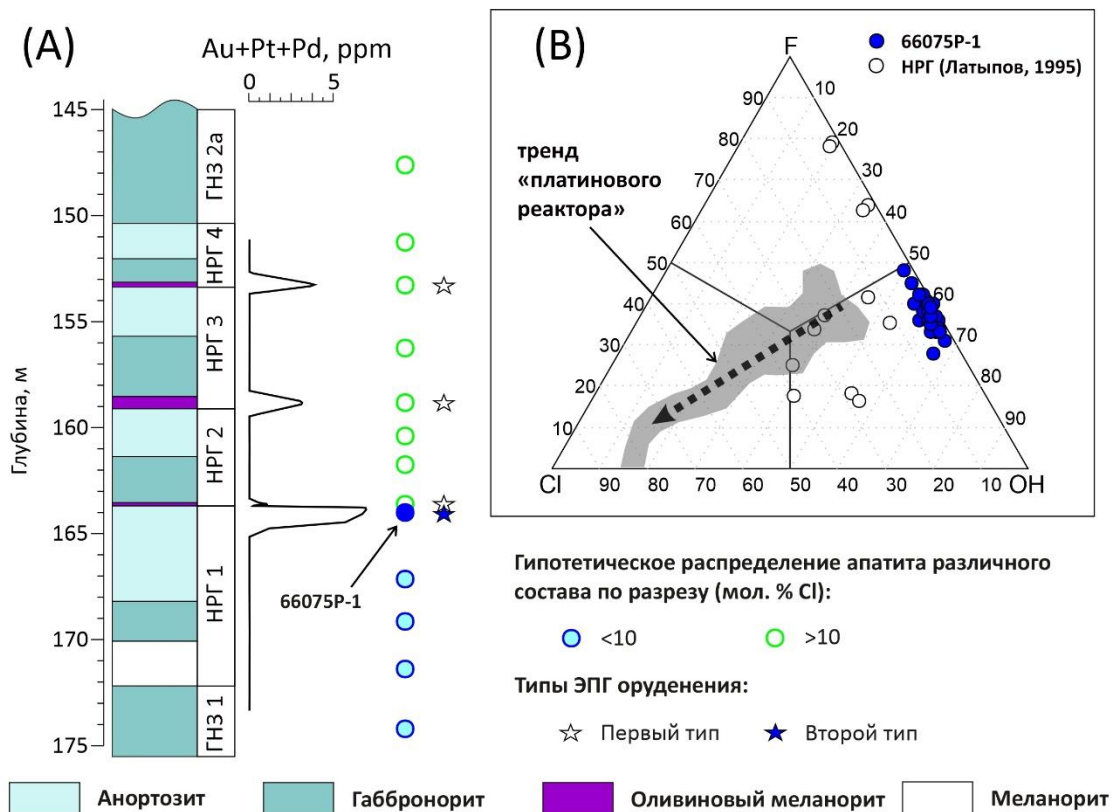


Рис. 1. (А) Обобщенный разрез НРГ в районе платинометалльного месторождения Киевей, с изменениями по [4]. (В) Тройная диаграмма Cl-F-ОН для апатита НРГ по данным [5]) в сравнении с образцом 66075P-1. Сокращения: НРГ 1 и т.д. – циклы НРГ; ГНЗ 1 и т.д. – подразделения габброноритовой зоны массива Западная Пана.

Анортозиты являются наиболее распространенным типом рудоносных пород месторождения Киевей, приуроченного к Нижнему расслоенному горизонту (НРГ) в Западно-Панском интрузиве, центральная часть Федорово-Панского палеопротерозойского комплекса [6]. Анортозиты слагают верхние зоны циклических единиц НРГ, содержащих комплементарные мезо- и меланократовые кумулаты. Обобщенный разрез НРГ приведен на рис. 1А в виде колонки. Необходимо отметить закономерный характер распределения оруденения, тяготеющего к границам второго и последующих циклов. Два генетических типа оруденения можно предварительно выделить (рис. 1А). Первый тип – это оруденение в меланоритах в основании каждого цикла, начиная со второго (обогащение ЭПГ произошло в той или иной степени *in situ*). Второй тип – это оруденение в анортозитах первого цикла, образованное, по-видимому, за счет инфильтрации рудного вещества из второго цикла. Рудное тело месторождения, главным образом, относится ко второму типу.

Минерализованный анортозит 66075 представляет собой крупнозернистый плагиоклазовый кумулат, сложенный зернами буроватого лабрадора An_{65} . Края зерен не окрашены и по составу соответствуют битовниту An_{82} . Интерстициальное пространство сложено преимущественно амфиболитизированными орто- и клинопироксеном, а также кварцем, биотитом, роговой обманкой, магнетитом и сульфидами. Суммарное содержание ЭПГ и золота в породе составляет 11 ppm.

Апатит, выделенный из тридцатикилограммовой пробы анортозита, отобранного из главного рудного тела в опытном карьере на участке Восточный Киевей, был помещен в искусственный аншлиф 66075P-1. Анализ апатита в 60 точках проведен при помощи энерго-дисперсионного спектрометра в ЦКП КНЦ РАН. Изучение состава показало (рис. 1В), что в концентрате встречается только гидроксилapatит с содержаниями F до 1,65 мас. % и Cl до 0,34 мас. %. На диаграмме Cl-F-OH точки состава апатита из аншлифа 66075P-1 образуют компактное поле, которое не имеет пересечений с известными составами апатита из НРГ. Следует отметить, что отдельные ранее опубликованные точки соответствуют граничным содержаниям между гидроксил- и хлорapatитом, указывая на возможность установления в породах НРГ тренда «платинового реактора» при продолжении исследований.

Выводы: 1) сопоставление данных по составу апатита из рудоносных анортозитов первого цикла и других пород НРГ (рис. 1В) показывает, что гипотетическое распределение апатита различного состава в разрезе НРГ (рис. 1А) характеризуется приуроченностью относительно обогащенного хлором апатита к оруденению первого типа; 2) низкохлористый состав апатита в образце 66075P-1 свидетельствует о «наложенном» образовании оруденения в минерализованных анортозитах первого цикла НРГ в результате просачивания обогащенной ЭПГ сульфидной жидкости, образованной в вышележащих циклах. Дальнейшие исследования будут нацелены на установление тренда «платинового реактора» и подтверждение характера распределения апатита различного состава по разрезу НРГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-27-20106).

1. O'Sullivan G., Chew D., Kenny G., Henrichs I., Mulligan D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 201. No.103044.
2. Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld Complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. P. 967–986.
3. Грошев Н.Ю., Никулин И.И., Сущенко А.М., Михайлова Ю.А., Калашников А.О., Пахомовский Я.А., Кадыров Р.И. Состав апатита из пикритовых габбро-долеритов

Хараелахского интрузива: первые систематические данные по разрезу // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. № 20. (в печати)

4. Groshev N.Yu., Rundkvist T.V., Korchagin A.U., Ivanov A.N. Concentrations of trace elements in rocks of the Lower layered horizon of the West-Pana intrusion // Abstracts, 12th International Platinum Symposium, 11-14 August 2014. Ekaterinburg, 2014. P. 65-66.

5. Латыпов Р.М. Нижний расслоенный горизонт интрузива Панских тундр: строение, рудоносность, петрогенезис: автореф. дис. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. 04.00.08 СПб.: ИГГД, 1995. 16 с.

6. Groshev N.Yu., Rundkvist T.V., Karykowski B.T., Maier W.D., Korchagin A.U., Ivanov A.N., Junge M. Low-sulfide Platinum-palladium Deposits of the Paleoproterozoic Fedorova-Pana Layered Complex, Kola Region, Russia // Minerals. 2019. 9. 764.

ГЕОХИМИЯ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В КРУПНОМ ШТУФЕ САМОРОДНОЙ МЕДИ ИЗ ТАЙМЕТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

Томиленко А.А., Леснов Ф.П., Бульбак Т.А., Королюк В.Н., Подгорных Н.М., Вишневский А.В.

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

Тайметское месторождение самородной меди, расположенное в Горной Шории, приурочено к базальтоидной толще усть-анзасской свиты (нижний кембрий). Медная минерализация в нем представлена рассеянной вкрапленностью, прожилками, жилами. В 1931 г. на месторождении был обнаружен крупный штуф самородной меди массой около 3,3 т, который хранится в музее ПГО «Запсибгеология» (г. Новокузнецк) [1], 1961). В 2008 г. на месторождении был найден еще один крупный штуф самородной меди размером 0,65x1,4 м, массой 700 кг, который находится в экспозиции Центрального Сибирского геологического музея при Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Ниже представлены результаты изучения вещественного состава этого штуфа, в том числе фазовый и количественный состав летучих компонентов.

Минералого-химический состав штуфа самородной меди изучен на примере двух ее фрагментов массой около 10 граммов, отобранных из разных его участков. Два из них использовали при изучении его химического и минерального состава, третий – для изучения состава летучих компонентов. Исследования химического и минерального состава самородной меди выполнены с применением электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8100. Анализы проводились в автоматическом режиме путем сканирования образцов вдоль профилей с расстоянием 0,1 мм между точками измерения. В общей сложности сделано 200 измерений со средним для них содержанием Cu 99,72 мас. % и стандартным отклонением 0,52 мас. %. При этом в самородной меди были обнаружены микровключения кварца, кальцита, датолита, калишпата, эпидота, оксидов меди и железа. В качестве элементов-примесей в ней зафиксированы Si, Fe, Mn, Hg, Sr, Ga, Sb, Fe, Zn, Ag, Au, Ni, Co, Cr, Pb, V, Bi, Sb и Ge.

На примере третьего фрагмента самородной меди выполнены детальные хромато-масс-спектрометрические исследования на хромато-масс-спектрометре Thermo Scientific (USA) DSQ II MS/Focus GC [2]. При этом в самородной меди было определено 267 летучих соединений. Основными компонентами летучих фаз являются углекислота (31,6 отн. %), вода (13,1 отн. %), углеводороды и их производные (49,9 отн. %), в том числе алифатические (алканы, алкены), циклические (нафтены, арены и полициклические ароматические углеводороды), кислородсодержащие (спирты и эфиры простые и сложные, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), гетероциклические соединения (диоксаны, фураны). Кроме того, были обнаружены азот- (4,3 отн. %) и серосодержащие (1,1 отн. %) соединения (табл.1).

Среди углеводородов и их производных основная доля принадлежит кислородсодержащим (около 40,7 отн. %) соединениям (рис. 1). Причем среди кислородсодержащих углеводородов основными компонентами являются спирты и эфиры ($\text{C}_n\text{H}_m\text{O}$ - $\text{C}_{16}\text{H}_{19}\text{FO}_2$) – 16,5 отн. % и альдегиды ($\text{C}_n\text{H}_m\text{O}$ - $\text{C}_{16}\text{H}_{32}\text{O}$) – 14,7 отн. %. Количество легких предельных углеводородов (метан C_1H_4 – н-бутан C_4H_{10}) в весьма незначительное – 0,2 отн. % (рис. 2). Содержание средних предельных углеводородов (н-пентан C_5H_{12} –н-додекан $\text{C}_{12}\text{H}_{26}$) и тяжелых (н-тридекан $\text{C}_{13}\text{H}_{28}$ -н-октадекан $\text{C}_{18}\text{H}_{38}$) составляет 1,6 и 1,2 отн. %, соответственно. Суммарное содержание циклических углеводородов (C_6H_6 - $\text{C}_{15}\text{H}_{24}$) составляет 2,0 отн. %, в основном это арены от бензина C_6H_6 до гептилбензина $\text{C}_{13}\text{H}_{20}$. Согласно рассчитанным отношениям Н/(О+Н) (0,71) самородная медь кристаллизовалась в восстановительных условиях.

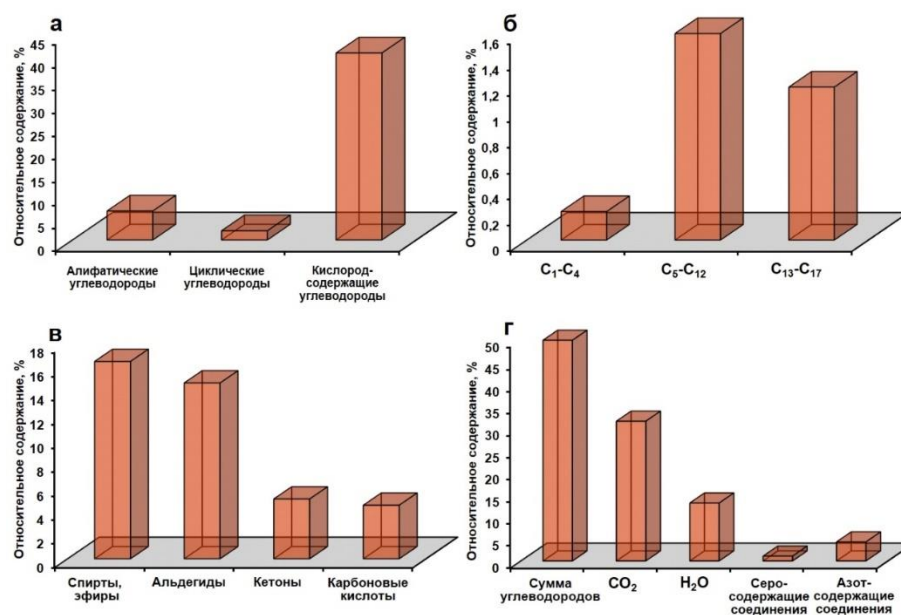


Рис. 1. Относительное содержание летучих компонентов из флюидных включений в самородной меди из Тайметского месторождения: (а) – алифатические, циклические и кислородсодержащие углеводороды; (б) – «легкие» (C_1-C_4), «средние» (C_5-C_{12}) и «тяжелые» ($C_{13}-C_{17}$) предельные углеводороды (парафины); (в) – кислородсодержащие углеводороды (спирты и простые и сложные эфиры, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты); (г) – сумма углеводородов, углекислота, вода, азот- и серосодержащие соединения.

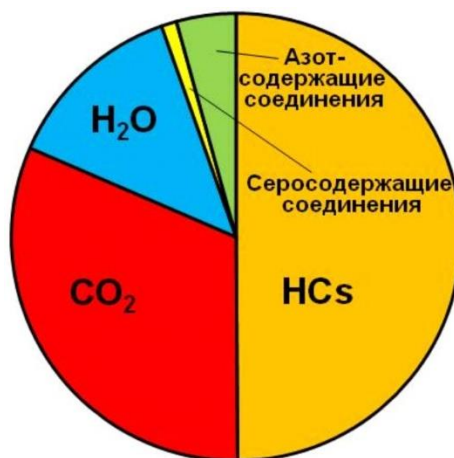


Рис. 2. Относительное содержание углеводородов (HCs), углекислоты, воды и азот- и серосодержащих соединений из флюидных включений в самородной меди из Тайметского месторождения самородной меди.

Табл. 1. Состав летучих компонентов, выделившихся при механическом разрушении самородной меди (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии), отн. %

Название компонентов	MW*	Медь самородная
Алифатические углеводороды:		6,3
Алканы ($CH_4-C_{18}H_{38}$)	16–254	2,8
Алкены ($C_4H_8-C_{18}H_{36}$)	56–252	3,5
Циклические углеводороды:		2,0
Циклоалканы (нафтены), циклоалкены ($C_{15}H_{24}$)	204	0,1
Арены ($C_6H_6-C_{13}-H_{20}$)	78–176	1,6
Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) ($C_{10}H_8-C_{14}H_{10}$)	128–178	0,3

Табл. 1. (окончание)

Название компонентов	MW*	Медь самородная
Кислородсодержащие углеводороды:		40,68
Спирты и эфиры (C ₄ H ₁₀ O-C ₁₆ H ₃₂ O ₂)	32–262	16,50
Альдегиды (C ₂ H ₄ O-C ₁₆ H ₃₂ O)	30–240	14,70
Кетоны (C ₃ H ₆ O-C ₁₆ H ₃₂ O)	58–24	5,00
Карбоновые кислоты (C ₂ H ₄ O ₂ -C ₁₄ H ₂₈ O ₂)	60–228	4,48
Гетероциклические соединения:		0,92
Диоксаны (C ₄ H ₈ O ₂)	88	0,02
Фураны (C ₄ H ₄ O-C ₁₄ H ₂₄ O)	68–208	0,90
Азотсодержащие соединения (N₂-C₁₄H₂₇N)	28–09	4,3
Серосодержащие соединения (H₂S-C₁₃H₂₂S)	34–210	1,1
CO₂	44	31,6
H₂O	18	13,1
Количество определенных компонентов		367
H/(O+H)		0,71
Алканы/алкены		0,8

Примечание. MW – номинальная масса.*

Важно отметить, что в составе летучих компонентов самородной меди были также обнаружены хлорсодержащие предельные и непредельные углеводороды (3-хлоргексан, 1,1,2-трихлорпропан C₃H₃Cl₃ - (1E)-1,2,3-трихлор-1-пропен C₃H₃Cl₃, содержание которых может достигать 0.2 отн. %. Среди серосодержащих соединений были обнаружены H₂S, SO₂, CS₂, COS, диметил сульфид C₂H₆S, диметил дисульфид C₂H₆S₂ и тиофены от 2-метилтиофена C₅H₆S до 3-гептилтиофена C₁₁H₁₈S. Азот находился в самородной меди как в молекулярной форме (N₂), так и в виде азотсодержащих соединений и азотсодержащих производных углеводородов. При этом было определено 40 азотсодержащих соединений, начиная с ацетонитрила (C₂H₃N) и заканчивая тетрадеканнитрилом (C₁₄H₂₇N).

Таким образом, на основе результатов, выполненных газовых хромато-масс-спектрометрических исследований, можно предполагать, что крупные шtuфы самородной меди из Тайметского месторождения были образованы в процессе длительной инфильтрации восстановленных медьсодержащих гидротермальных флюидов сквозь крупные полости в застывшей базальтовой лаве. При этом важную роль в составе этих флюидов играли углеводороды и их производные, а также азот-, сера- и хлорсодержащие соединения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по государственным заданиям ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2; № 122041400057-2; № 122041400171-5).

1. Синяков В.И., Чичкова Т.А. Крупная плита самородной меди из Горной Шории // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1961. Часть 90. № 3. С. 282–283.
2. Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Шапаренко Е.О., Рябуха М.А., Хоменко М.О., Сильянов С.А., Некрасова Н.А. Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) по данным беспиролизной газовой хромато-масс-спектрометрии // Геология и геофизика. 2020. №11. Том. 61. С. 1535–1560.

ЕСТЬ ЛИ ОБОГАЩЕННЫЕ ДОМЕНЫ В СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА?

Туркина О.М.¹, Ножкин А.Д.¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
turkina@igm.nsc.ru*

Мафические вулканические и интрузивные ассоциации являются важным источником информации о геохимических и изотопных параметрах субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) раннедокембрийских кратонов. Палеопротерозойские (1.88-1.84 млрд лет) гранитоидные и базитовые комплексы южного фланга Сибирского кратона образуют Южно-Сибирский магматический пояс (ЮСП), формирование которого связано с постколлизийным этапом растяжения [1]. Анализ данных по составу мафических комплексов в архейских блоках западной части Алданского щита, Байкальского и Шарыжалгайского выступов показал, что доминирующим источником базитовых расплавов служила СКЛМ, обогащенная некогерентными редкими элементами в результате предшествующих архейских процессов [1, 2]. Кроме того, показана гетерогенность СКЛМ в пределах этих структур юга Сибирского кратона, то есть наличие не только обогащенных, но и деплетированных/слабо обогащенных доменов в литосферной мантии Шарыжалгайского выступа [2]. Для самой западной части ЮСП в пределах Бирюсинского блока на основании имеющихся данных вклад деплетированных мантийных источников рассматривается как доминирующий [1].

Чтобы ответить на вопрос о том, есть ли обогащенные домены в СКЛМ крайней западной части ЮСП авторами выполнен анализ ограниченной и преимущественно опубликованной информации по геохимии и изотопному Nd составу раннедокембрийских базитовых комплексов Ангаро-Канского и Бирюсинского блоков. Прецизионные данные по возрасту этих базитовых комплексов довольно редки, однако время их образования ограничено палеопротерозоем на основании следующих данных. В Ангаро-Канском блоке возраст мафических гранулитов, образующих субпластовые тела и дайки, ограничен временем осадконакопления вмещающих парагнейсов (≤ 2.0 млрд лет) и временем гранулитового метаморфизма (1.89-1.87 млрд лет), кроме того мафические гранулиты содержат магматические цирконы с возрастом 1.92-1.94 млрд лет [3]. Два типа metabазитов в составе енисейской серии в Ангаро-Канском блоке либо образуют субпластовые тела и дайки среди метаморфизованных терригенных осадочных пород, возраст последних оценивается по детритовым цирконам ≤ 1.85 -1.84 млрд лет, либо образуют ассоциацию со средне-кислыми метавулканитами с возрастом циркона 1.74 млрд лет [4]. В Бирюсинском блоке метадолериты Урикско-Ийского грабена имеют возраст 1.91 млрд лет [5], а время формирования metabазальтов Елашского грабена определяется возрастом циркона из ассоциирующих метариолитов (1.87 млрд лет) [1]. Наконец, возраст циркона из пород Усть-Игнокского габбро-диоритового массива в Урикско-Ийском грабене составляет 1.84 млрд лет [1]. Учитывая большой период полураспада ^{147}Sm , имеющиеся геохронологические данные достаточны для корректной оценки изотопных параметров перечисленных мафических комплексов.

Большинство пород перечисленных мафических ассоциаций по составу отвечают базальтам толеитовой серии, тогда как ассоциирующие с кислыми метавулканитами metabазальты енисейской серии и габброиды Усть-Игнокского массива не обнаруживают отчетливого роста железистости. Доступная информация позволяет выделить среди них две группы, представленные в каждом из раннедокембрийских блоков ЮЗ Сибирского кратона (табл.). В первую преобладающую группу отнесены в Ангаро-Канском блоке первый тип metabазальтов енисейской серии и метадолериты

дайковых тел, а в Бирусинском блоке – метабазальты Елашского и первый тип метадолеритов Урикского-Ийского грабена. Ко второй группе принадлежат в Ангаро-Канском блоке – мафические гранулиты и второй тип метабазальтов енисейского комплекса, а в Бирусинском блоке – второй тип метадолеритов и габброиды Усть-Игнокского массива в Урикско-Ийском грабене.

	Ангаро-Канский блок				Бирусинский блок			
	I	II		III	IV		V	VI
		1	2		1	2		
Возраст, млрд лет	~1.9	≤ 1.85	1.74	2.0-1.8	1.91		1.87	1.84
Zr, ppm	84-187	40-57	90-147	42-85	59-126	134-240	97-115	73-140
Nb, ppm	8-11	1.4-2.5	8-9	1.3-1.7	1.6-3.8	5.6-10	5-7	7-12
(La/Sm) _n	2.0-2.6	0.5-1.2	2.3-3.5	0.5-1.1	1.2-1.6	1.9-2.5	1.0-1.9	2.7-3.8
(Nb/La) _{pm}	0.4-0.9	0.5-0.9	0.3-0.4	0.3-0.7	0.3-0.4	0.3-0.4	0.4-1.4	0.1
(Nb/Y) _{pm}	1.5-2.6	0.4-0.8	1.9-2.5	0.2-0.3	0.4-0.7	0.8-1.0	0.6-0.7	1.6-2.0
εNd	-4.6... -4.8		-4.1	+4.1... +1.5	+5.2... +4.9	+2.9... +0.7	+3.5... +4.1	-0.4
источник	О	Д	О	Д	Д	О/Д	Д	О

I – мафические гранулиты канского комплекса, II – базальты енисейского комплекса, III – дайки метадолеритов; IV – метадолериты ангаульского комплекса [5], V – метабазальты Елашского грабена [1], VI – габбро Усть-Игнокского массива [1]. 1 и 2 – типы. Источники: О – обогащенный, Д – деплетированный.

Мафические комплексы первой, доминирующей группы характеризуются низким до умеренного содержанием TiO₂ (0.7-1.7 %), и низкими концентрациями некогерентных элементов: Zr=40-126 ppm, Nb=1-7 ppm. Они имеют практически плоские редкоземельные спектры с низким (La/Sm)_n=0.5-1.9, метадолериты дайковых тел демонстрируют даже отчетливое обеднение легкими лантаноидами (La/Sm)_n=0.5-0.7) (рис. 1). Мультиэлементные спектры также являются слабо фракционированными со слабым обогащением LILE, но отчетливой отрицательной аномалией Nb (Nb/La)_{pm}= 0.3-0.9). Мафические породы второй группы имеют умеренное содержание TiO₂ (1.0-1.6%), но, напротив, обогащены некогерентными редкими элементами: Zr=73-240 ppm, Nb=8-12 ppm. Их отличают обогащение легкими РЗЭ: (La/Sm)_n=1.0-3.8 (рис.) и фракционированные мультиэлементные спектры с обеднением Nb (Nb/La)_{pm}= 0.1-0.9). Наличие отрицательной Nb аномалии свидетельствует о формировании исходных расплавов из субдукционно-модифицированного мантийного источника, такого как субконтинентальная литосферная мантия, испытавшая метасоматоз под действием флюида/расплава. Величина (Nb/Y)_{pm}, отражающая наклон базовой линии мультиэлементного спектра, позволяет судить о характере мантийного источника. Мафические комплексы первой группы имеют (Nb/Y)_{pm}=0.2-0.8, что указывает на деплетированный источник, тогда как второй – характеризуются более высоким (Nb/Y)_{pm}=1.0-2.6, отвечающим обогащенному мантийному источнику. Эти различия в геохимических характеристиках согласуются с изотопными параметрами пород. Величины εNd для пород первой группы составляют от +1.5 до +5.2 как в Ангаро-Канском, так и в Бирусинском блоке. Напротив, мафические породы второй группы характеризуются εNd от -4.1 до -4.8 в Ангаро-Канском блоке, составляют -0.4 для габбро Усть-Игнокского массива и +2.9...+0.7 для метадолеритов в Урикско-Ийском грабене Бирусинского блока. Вариации в εNd для базитов второй группы могут быть связаны с различным временем метасоматического обогащения мантийных источников.

Суммируя имеющиеся данные можно заключить:

1. На палеопротерозойском этапе в западной части ЮСП в пределах Ангаро-Канского и Бирюсинского блоков были сформированы две группы мафических породных ассоциаций, различающиеся по степени обогащения некогерентными редкими элементами и изотопному составу. 2. Породы обеих групп характеризуются деплетированием Nb относительно легких РЗЭ, что свидетельствует об участии в их образовании СКЛМ, испытавшей метасоматоз под действием флюида/расплава. 3. Палеопротерозойские мафические комплексы с высоким $(Nb/Y)_{pm}$ и отрицательными значениями ϵ_{Nd} служат индикаторами обогащенных доменов СКЛМ. 4. Наличие двух групп мафических ассоциаций с различными мантийными источниками свидетельствуют в пользу гетерогенности СКЛМ в западной части Южно-Сибирского магматического пояса.

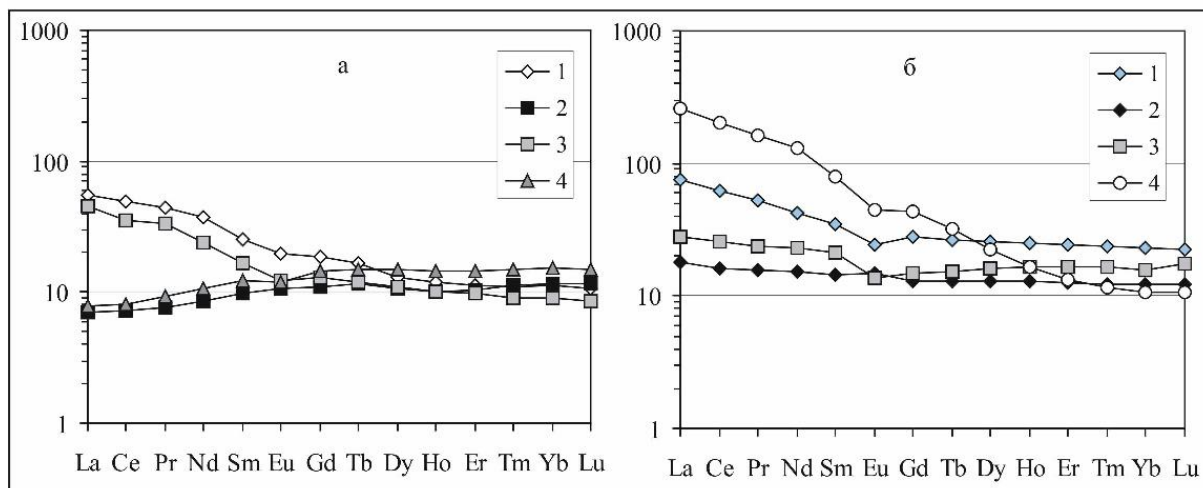


Рис. 1. Редкоземельные спектры палеопротерозойских мафических ассоциаций.

а. Ангаро-Канский блок: 1 - мафические гранулиты, 2-3 - базальты енисейского комплекса, 4 – дайки метадолеритов; Бирюсинский блок: 1-2 – метадолериты ангаульского комплекса [5], 3 - метабазальты Елашского грабена [1], 4 - габбро Усть-Игнокского массива [1].

Исследования выполнены по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2)

1. Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // *Precambrian Research*, 2021, v. 367, Art. No. 106447/
2. Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // *Геология и геофизика*, 2023 (в печати).
3. Туркина О.М., Сухоруков В.П. Возрастные рубежи и условия метаморфизма мафических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56, № 11, с. 1961-1986.
4. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст циркона // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60, № 10, с. 1384-1406.
5. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Денишин С., Писаревский С.А., Мотова З.Л., Демонтерова Е.И. Древнейшие (~1.9 млрд лет) метадолериты южной части Сибирского кратона: возраст, петрогенезис, тектоническая позиция // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59, № 12, с. 1941-1957.

МАФИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ: ОБЗОР ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Туркина О.М.¹, Изох А.Э.¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
turkina@igm.nsc.ru*

Мантийные ксенолиты и магматические породы основного состава, прежде всего базальты и долериты дайковых роев, дают информацию о составе мантии. В отличие от ксенолитов, «опробующих» только литосферу, в образование базальтов и долеритов дают вклад и другие мантийные резервуары (астеносферные и плюмовые), то есть в их формировании задействован более чем один источник, что затрудняет интерпретацию геохимических и изотопных данных. Поэтому сложно ограничить тот или иной мантийный источник и, следовательно, продукты его плавления, определенным диапазоном концентраций редких элементов или изотопных отношений. В данном сообщении мы попытаемся выявить главные закономерности, отличающие мантийные источники друг от друга, и оценить характерные параметры, присущие тем или иным типам базальтов. Работа опирается на обширную опубликованную информацию и ее анализ, в качестве примеров использованы также авторские данные по раннедокембрийским мафическим ассоциациям юга Сибирского кратона.

Только один тип базитов - базальты океанических хребтов (MORB) связан с единственным источником, а именно конвектирующей астеносферной мантией. В отличие от ранних представлений об униформности состава MORB, установлено, что и этот тип имеет широкие вариации как редкоэлементного, так и изотопного состава [1]. Учитывая разнообразие MORB из разных океанов и локаций, их типичные черты все же позволяют характеризовать современную астеносферную мантию и одновременно океаническую литосферную мантию (рестит от их выплавления). Эти черты определяют деплетированный (реститовый) характер и включают: обеднение LREE ($(La/Sm)_n \leq 1$) и другими некогерентными элементами в целом $(Nb/Y)_{pm} \leq 1$; положительные ϵ_{Nd} , ϵ_{Hf} , низкие $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$. Можно полагать, что астеносферная и океаническая литосферная мантия обладала такими характеристиками на протяжении всей истории Земли, что подтверждается, положительными ϵ_{Nd} большинства базальтов архейских зеленокаменных поясов (ЗКП), в том числе на ЮЗ Сибирского кратона [2].

В образовании внутриплитных базальтов/долеритов традиционно рассматривается участие материала мантийных плюмов. Получить представление о составе материала мантийного плюма, имеющего вклад не только верхней, но и нижней мантии, позволяет анализ состава базальтов океанических островов (OIB) и океанических плато (OPB). OIB и OPB имеют невероятное разнообразие составов, включающее как различную степень обогащения некогерентными элементами, так и деплетированные до обогащенных изотопные параметры [1]. При крайней вариабельности составов от MORB их отличают в целом менее «деплетированные» геохимические и изотопные характеристики, что позволяет предполагать менее обедненный характер нижней мантии по сравнению с верхней. Пожалуй, единственная общая черта OIB и OPB - это отсутствие Nb минимума, то есть $(Nb/La)_{pm} \geq 1$ и высокое Nb/U (~60) [1]. Второй компонент, участвующий в их образовании, это астеносферная мантия, вклад которой может варьировать и смещать состав этих пород в более «деплетированную» область. Наибольшее смещение плюмового и астеносферного компонентов проявлено для OPB, которые, за исключением плато Кергелен, обладают плоскими мультиэлементными спектрами и неизменно положительными ϵ_{Nd} , последние в целом ниже, чем для MORB. Важным примером участия плюмового и астеносферного компонентов в образовании OIB

являются базальты Гавайских островов, которые в отличие от большинства ОИВ не обнаруживают обогащения LREE. Какой еще материал может и дает вклад в образование ОИВ и ОРВ? Их общая черта – отсутствие обеднения/обогащения Nb находит одно из непротиворечивых объяснений в рамках модели плавления субдуцированной эклогитизированной океанической коры, испытавшей дегидратацию и удаление расплава малой степени плавления, что обеспечивает присутствие в рестите рутила, концентрирующего Nb. Наряду с эклогитизированной океанической корой следует предполагать и наличие других добавок контрастного по составу материала в области плавления поднимающего плюма. К числу таких «специй» вероятно принадлежит материал субдуцированных осадков (верхнекоровый компонент) и деламинированные перидотиты субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ), что позволяет объяснить значительно более обогащенные геохимические и изотопные характеристики ОИВ, традиционно относимых к мантийным источникам EM1 и EM2. Субдуцированный материал осадков и океанической коры является более легкоплавким, что обеспечивает его больший относительный вклад в сравнении с веществом мантийного плюма в образование результирующих расплавов для ОИВ и ОРВ. Главным и негативным следствием изложенного выше анализа является то, что мы не имеем для изучения базальтов, представляющих в «чистом» виде образцы материала нижнемантийного плюма. Поэтому базальты не дают информации о составе источника глубинных мантийных плюмов без добавки «специй». На фоне «классических» представлений о не деплетированном или менее деплетированном характере нижней мантии по сравнению с верхней, служившей источником материала для образования коры, появилось предположение [3], что за геологическую историю весь объем мантии прошел через процесс плавления, а более обогащенные геохимические и изотопные характеристики внутриплитных океанических базальтов обеспечиваются добавкой рециклированного, более легкоплавкового и более обогащенного материала («специй») к материалу мантийного плюма.

Рассмотрение несколько более простой ситуации с источниками внутриплитных базальтов в океанической обстановке позволяет обратиться к базитовому магматизму во внутриконтинентальных условиях, где наряду с выше охарактеризованными участвует и такой резервуар как субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ). СКЛМ представляет собой наиболее гетерогенный резервуар, продуцирующий базитовые расплавы. Подобно океанической литосферной мантии, СКЛМ формируется первоначально как рестит с деплетированными геохимическими и изотопными характеристиками, но за время своей жизни отдельные ее участки (домены) могут приобрести черты обогащенного материала вследствие субдукционного метасоматоза, вызванного флюидами/расплавами из погружающейся океанической плиты, или преобразования под действием внутриплитных базитовых расплавов. Степень обогащения, прежде всего в отношении изотопного состава, зависит от возраста и, следовательно, сильнее проявлена для СКЛМ под раннедокембрийскими кратонами. При крайней гетерогенности состава СКЛМ индикаторными характеристиками ее обогащенных доменов и образующихся при их участии базальтов являются: обогащение LREE ($(La/Sm)_n \geq 1$) и другими некогерентными элементами $(Nb/Y)_{pm} \geq 1$; низкие в том числе отрицательные ϵ_{Nd} , ϵ_{Hf} , высокие $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$; субдукционные геохимические сигнатуры, то есть наличие Nb минимума ($(Nb/La)_{pm} < 1$ и $(Nb/Th)_{pm} < 1$). Последняя черта является наиболее универсальным индикатором участия СКЛМ в образовании базальтовых расплавов, но характерна только для субдукционно-модифицированной СКЛМ. Субдукционные геохимические метки наиболее отчетливо проявлены для СКЛМ и продуцируемых из нее базальтов за пределами кратонов, где в виду более «молодого» возраста сохраняются деплетированные изотопные параметры.

Внутриконтинентальные базальты/долериты включают собственно внутриплитные и связанные с глубинными мантийными плюмами (CFB) и формирующиеся в условиях посколлизионного или внутриплитного растяжения вне связи с плюмами (CB). Эти типы могут как контрастно различаться, так и быть сходны между собой в зависимости от относительного вклада СКЛМ в их образование. Базиты плюмового происхождения без влияния СКЛМ лишены обеднения Nb и наиболее сходны с ОРВ. Их примерами служат среди Сибирских траппов пикриты гудчихинской свиты и меймечиты, а также ультрабазит-базитовые комплексы, объединяемые в крупную изверженную провинцию Циркум-Сьюпериор с возрастом около 1.88 млрд лет [4], для этих пород деплетированные изотопные параметры (положительные ϵ_{Nd}) обусловлены вероятно доминирующим вкладом астеносферной мантии. Напротив, большинство базальтов Сибирских траппов имеют в той или иной степени выраженные субдукционные сигнатуры, свидетельствующие об участии СКЛМ в их генезисе. В обстановке постколлизиионного растяжения примером базитов, образованных при значительном вкладе СКЛМ, являются палеопротерозойские (1.86-1.75 млрд лет) долеритовые дайки, развитые вдоль южного фланга Сибирского кратона и имеющие метки обогащенного источника: отчетливое обеднение Nb и преимущественно отрицательные ϵ_{Nd} [2, 5].

Суммируя можно ограничить ключевые геохимические параметры базитов, обусловленные различными компонентами в мантийных источниках.

Компонент	$(La/Sm)_n$	$(Nb/Y)_{pm}$	$(Nb/La)_{pm}$	ϵ_{Nd}	пример
Астеносфера/ океаническая литосфера	<1	<1	<1	>0	MORB
Мантийный плюм: нижняя мантия	≤ 1	≤ 1	≤ 1	≥ 0	OIB, OPB
субдуцированная океаническая кора	≤ 1	≤ 1	≥ 1	≥ 0	OIB, OPB
субдуцированные осадки	≥ 1	≥ 1	≤ 1	≤ 0	OIB
Обогащенная СКЛМ под кратонами	≥ 1	≥ 1	≤ 1	≤ 0	CFB, CB
Обогащенная СКЛМ вне кратонов	≥ 1	≥ 1	≤ 1	≥ 0	CB

1. Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopies and trace elements // *Treatise on Geochemistry*, 2003, v. 2, p. 61–101.
2. Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // *Геология и геофизика*, 2023 (в печати).
3. Stracke A., Willing M., Beguelin P., Todd E. Chemical geodynamics insights from a machine learning approach // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2022, v. 23, e2022GC010606.
4. Ciborowski T. J. R., Minifie M.J., Kerr A.C., Ernst R.E., Baragar B., Millar I.L. A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // *Precambrian Research*, 2017, v. 294, p. 189–213.
5. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Kovach V.P., Okrugin A.V. 1.79-1.75 Ga mafic magmatism of the Siberian craton and late Paleoproterozoic paleogeography // *Precambrian Research*, 2022, v. 370, 106557.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПИКРИТЫ НИЖНЕ-МЕЗЕНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Удоротина О.В.¹, Шуйский А.С.¹, Варламов Д.А.²

¹*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru*

²*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*

На Четласском Камне (Средний Тиман) широко развиты дайки, слагаемые продуктами кристаллизации неоднородной по составу ультраосновной щелочной магмы. С 50 х годов прошлого века здесь же известны (разведаны) редкометалльно-редкоземельные проявления, объединяемые в Косьюский рудный узел. В пределах всех рудных полей этого узла (с юга на север): Косьюское, Нижне-Мезенское, Новобобровское, Октябрьское вскрыты дайки ультраосновного состава [1-2 и ссылки в этих работах].

Дайковые породы в пределах рудных полей характеризуются: 1) в целом северо-восточным простиранием; 2) вмещающими породами служат метатерригенные отложения (кварцитопесчаники) позднерифейской четласской серии (светлинской, новобобровской и визингской свит); 3) могут быть как неизмененными (первичными) по составу, так и фенитизированными, насыщенными ксенолитами кварцитопесчаников; 4) установленный возраст (К-Ar, Ar-Ar методы по флогопиту) граница позднего протерозоя-раннего кембрия (ранний венд), однако есть данные (Rb-Sr, вал) о рифейском возрасте пород; 5) при опробовании породы, как правило, сильно дизентегрированы (развитие коры выветривания), вследствие этого наблюдается неполное сохранение петросостава и соответственно химического состава.

Доступные для исследования образцы, фрагменты керна скважин и сыпучий материал канав и шурфов при общей закрытости (плохой обнаженности) территории уникальны и учитывая неоднородность магм такого состава и нередко развитие наложенных процессов (фенитизации) любые данные минералого-петрографические, петро-геохимические уникальны вдвойне.

Образцы ультраосновных пород из вскрытых шурфом дайкового тела в пределах Нижне-Мезенского проявления опробованы в ходе экспедиционных работ 2016 гт И.Н. Бурцевым и К.В. Куликовой и переданы нам для исследований. Шурф вскрывает серые и бурые кварцитопесчаники визингской свиты и дезинтегрированные ультраосновные породы, насыщенные черной слюдой. Соотношения пород не видны, по аналогии с другими подобными участками предполагается секущее положение дайковой породы. Наиболее крупные крепкие обломки использованы для аналитических исследований (изготовление шлифов, аншлифов, классический химический анализ (ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар), ICP-MS проведены в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), микронзондовые исследования в ИЭМ РАН (г. Черноголовка).

Дайковые тела закартированные в пределах этого проявления вскрыты канавами в борту левого притока (самые верховья) р. Мезень описаны в более ранних работах Ю.П. Ивенсена, В.И. Степаненко, А.Б. Макеева [3-5].

Порода темно-коричневого цвета, массивная, мелкозернистая, в шлифах порфириовидная, такситовая, пятнистая. Минеральный состав (об., %): новообразованные пойкилобласты слюды (флогопит) 5–8, основная масса: оксиды железа 40–50, альбит, кварц. Из рудных минералов наблюдается реликтовый хромшпинелид. Порода состоит из чешуек флогопита размером до 0.7 мм (плеохроирует от бесцветного или желтого до бледно-коричневого) погруженных в основную массу, состоящую из оксидов железа темно-бурой и черной окраски и микрокристаллов альбита и кварца (по-видимому остатки ксенолита кварцитопесчаника). Эти минералы распределены в породе неравномерно: пятнами (изометричными выделениями) и в виде отдельных прослоев. Кварц формирует радиально-лучистые агрегаты.

Но данным микронзондового анализа слюда – флогопит ($\#Mg_{0.77-0.78}$), наблюдается также биотит ($\#Mg_{0.68-0.69}$) (рис. 1, а, в). Хромшпинелид в центральных частях представлен хромпикотитом, в краевых зонах феррихромитом и хроммагнетитом (рис. 1, б, г). Оксиды и гидроксиды железа – гематит и гетит.

Химический состав (здесь и далее мас., %, табл. 1) содержание SiO_2 за счет присутствия кварца и карбоната в породе варьирует от 35 до 54.72, содержание MgO низкое 7-11, Al_2O_3 9-15, CaO 1-2.25, низкие содержания Na_2O (0.11-0.34) и K_2O (0.75-1.22). На классификационных диаграммах точки состава располагаются в поле щелочных пикритов и диоритов. Спектры распределения РЗЭ показывают обогащение легкими РЗЭ $(La/Yb)_N = 31.90$, без каких либо аномалий по Eu/Eu^* (0.87) рис. 1, д. На мультиэлементных спектрах наблюдается небольшое преобладание крупноионных элементов над высокозарядными элементами с незначительными максимумами по LREE и минимумами K, Pb, Sr (рис. 1, е).

Табл. 1. Химический (мас, %) состав и содержание (г/т) редких, рассеянных и редкоземельных элементов в породах

Компоненты	КМЗ-1	81*	Элементы	КМЗ-1	Элементы	КМЗ-1
SiO₂	54.72	28.4	Sc	29.8	Sm	8.83
TiO₂	1.57	3	V	164	Eu	2.38
Al₂O₃	9.12	15.84	Cr	582	Gd	7.99
Fe₂O₃	14.26	20.78	Co	82.9	Tb	1.02
FeO	0.26	0.35	Ni	284	Dy	4.92
MnO	0.43	0.12	Rb	32.4	Ho	0.91
MgO	7.31	10.85	Sr	75.7	Er	1.83
CaO	1.03	2.25	Y	24.9	Tm	0.27
Na₂O	0.34	0.11	Zr	114	Yb	1.68
K₂O	0.75	1.22	Nb	102	Lu	0.22
P₂O₅	0.34	-	Ba	690	Hf	2.51
п.п.п.	10.38	16.48	La	74.7	Ta	6.13
Σ	100.74	99.9	Ce	189	Pb	1.58
H₂O	4.47	7.9	Pr	14.4	Th	15
CO₂	0.1	-	Nd	54.2	U	3.79

*Примечание: * – данные [3], «-» – ниже предела обнаружения.*

Таким образом, породы слагающие опробованное дайковое тело в пределах редкометалльно-редкоземельного проявления Нижне-Мезенское отнесены к щелочным пикритам по сохраненным парагенезисами первичного хромшпинелида и более позднего флогопита. Порода в связи с насыщенностью материала дайкового тела ксенолитами кварцитопесчаников имеет измененный минералого-петрографический и петрогеохимический состав. Химический состав пород (мас., %) характеризуется вариациями кремнезема (35-54) и низким содержанием оксида магния (7-11), оксида калия и натрия. Также точки составов занимают частично поле неалмазоносных и убогоалмазоносных кимберлитов и пикритов (кимпикритов), ассоциирующих с щелочно-ультраосновными комплексами (альпикритов). Спектры распределения РЗЭ недифференцированные при слабом преобладании легких РЗЭ над тяжелыми без каких-либо аномалий. Породы отличаются высоким содержанием (г/т) V (82.9), Cr (582), Ni (284) характерных для ультраосновных пород.

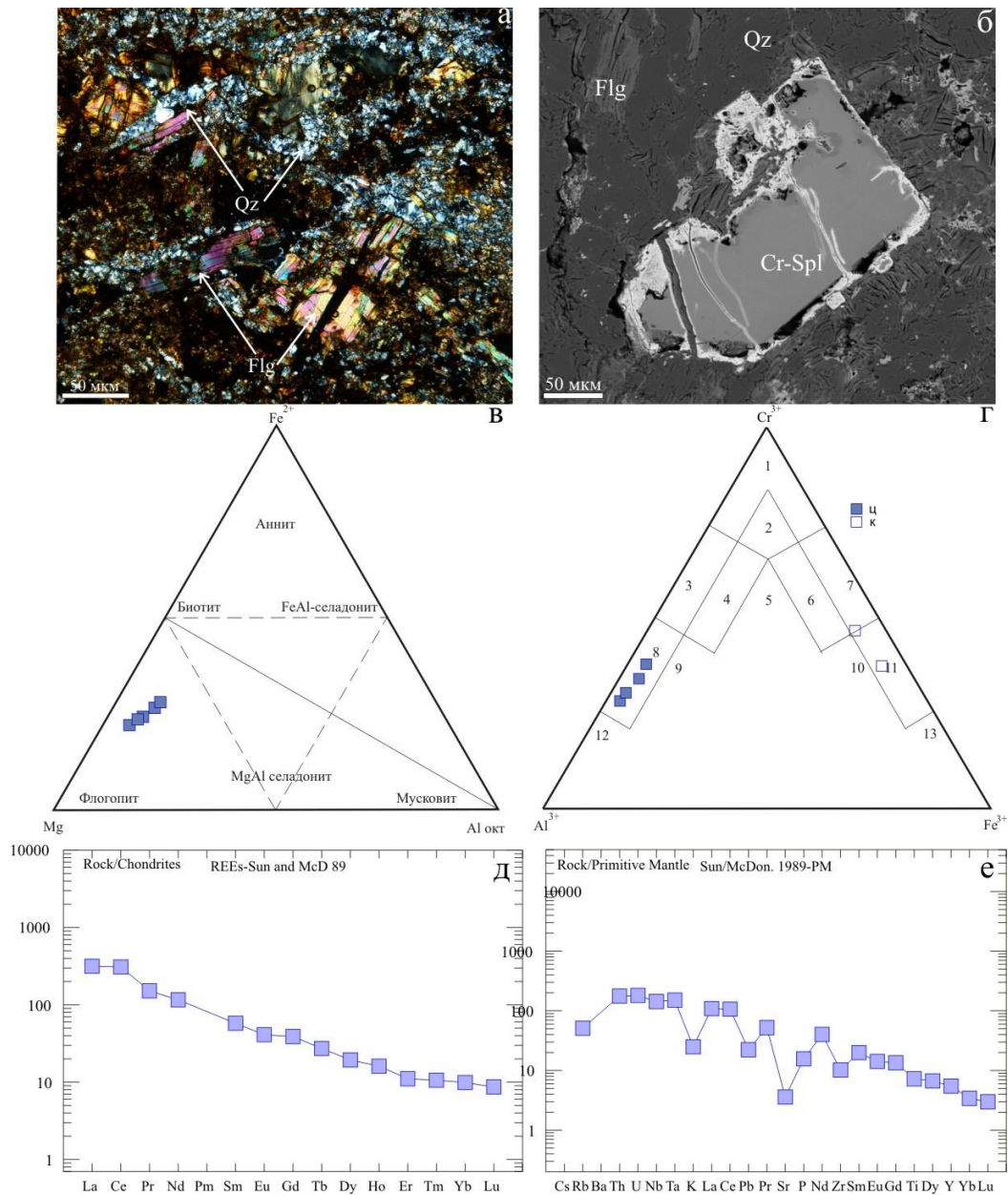


Рис. 1. Петрографо-минералогические и петро-геохимические особенности пород. Распределение в породе порфиробласт флогопита (а) и реликтового хромшпинелида (б). Составы флогопита и магнезиального биотита на диаграмме Mg-Fe-Al^{окт} (в), составы центральных частей и кайм хромшпинелида (г). Спектр распределения РЗЭ в породе (д), мультиспектр (е).

1. Удоратина О.В., Шмакова А.М., Травин А.В., Шуйский А.С. Ультраосновные породы рудных полей Среднего Тимана: петрогеохимическая характеристика и геохронологические данные / Известия Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук № 2 (60), 2023. Серия «Науки о Земле», С. 26–41.
2. Недосекова И.Л., Удоратина О.В., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Гуляева Т.Я. Петрохимия и геохимия дайковых ультрабазитов и карбонатитов четлаского комплекса (Средний Тиман) // ЕЖЕГОДНИК-2010. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 122–130.
3. Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л.: Наука, 1964. 126 с.
4. Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука. 1987. 232 с.
5. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 2008. 348 с.

КРАТКИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Федоренко М.И.¹

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
maximkaFedor_2011@mail.ru*

Норильский район остается одним из ведущих мировых лидеров по запасам медно-никелевых и платинометалльных месторождений. На сегодняшний день, данный район является очень важным объектом промышленности, История изучения данной территории, уже перешагнуло рубеж в 100 лет, а однозначной модели образования до сих пор не предложено и поэтому тема Норильского рудного района остается актуальной для дискуссий между исследователями.

Детальное изучение объектов Норильского рудного района [1, 2] помогает понять закономерности формирования богатых сульфидных руд.

Автором работы были отобраны и изучены образцы габбро-долеритов, долеритов Талнахского и Оганерского интрузивных комплексов. Образцы были исследованы при помощи CP-MS и ICP-AES -анализов, выполненного в ЦКП АЦГПС «Геохимия природных систем» в НИ ТГУ.

В результате интерпретации геохимических данных и построения дискриминационных диаграмм были установлены разные геодинамические обстановки формирования комплексов, но при этом схожие тренды распределения микроэлементов. (рис. 1, рис. 2).

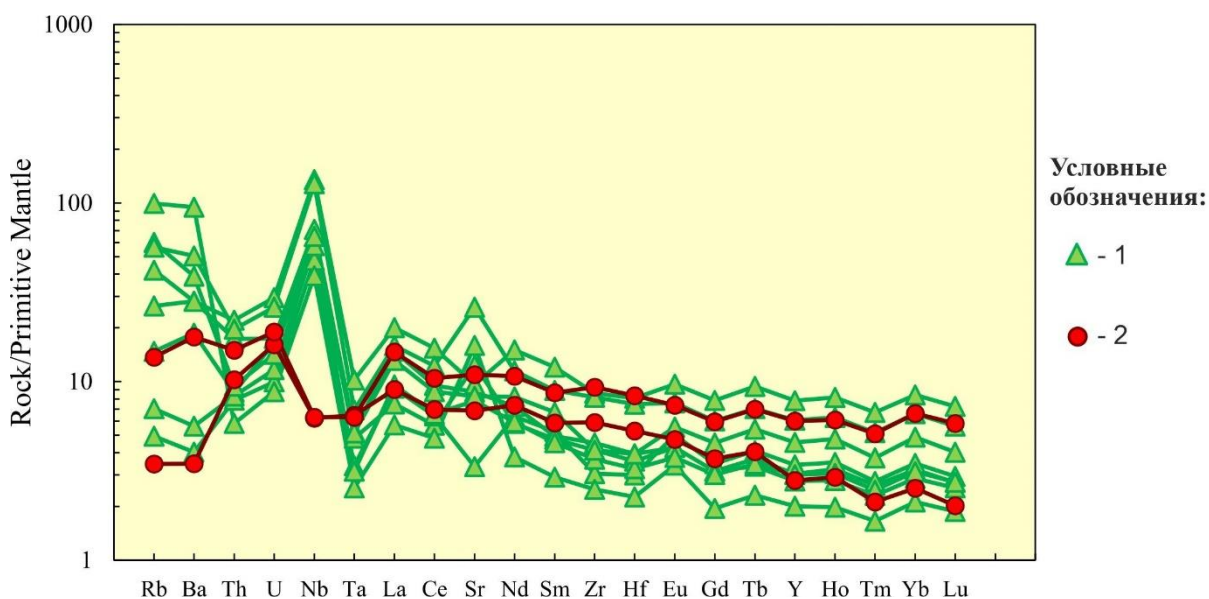


Рис. 1. Мультиэлементная спайдер-диаграмма распределения микроэлементов в сериях габбро-долеритов и долеритов нормированных к примитивной мантии [3]. 1 -Талнахский интрузивный комплекс; 2 – Оганерский интрузивный комплекс (?).

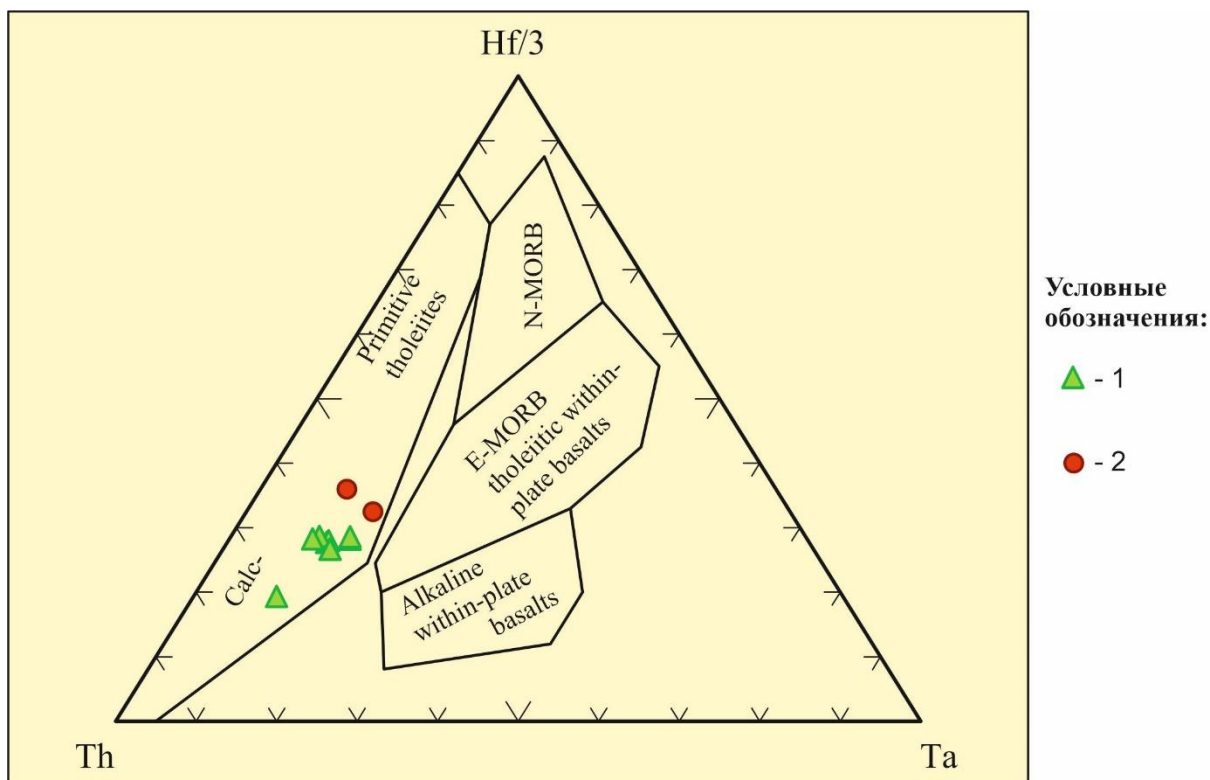


Рис. 2. Диаграмма различия Ta , $Hf/3$ [4] вулканических пород из меланжа. Сокращения: N-MORB -базальты срединно-океанического хребта нормального типа; E-MORB-базальты срединно-океанического хребта обогащенного типа; AWPB –внутриплитные щелочные базальты; Calc – известково-щелочные базальты; PT - толеиты с низким содержанием К. 1 – Талнахский интрузивный комплекс; 2 – Огонерский интрузивный комплекс (?).

Таким образом, в образцах габбро-долеритов отмечаются повышенные значения Nb, La, Eu и низкие значения Ta, Nb в представленных двух образцах долерита отличаются друг от друга. По остальным элементам, тренды обеих групп родственно схожи. Исходя из этого, первичным источником магм для обеих групп служила пограничная область известково-щелочных базальтов и толеитов с низким содержанием К.

1. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с.
2. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Том 1: Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001. – 408 с.
3. Sun S.-s. and McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub. 1989. P. 313-345.
4. Wood D.A. The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980. 50, 11-30.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Хромых С.В., Котлер П.Д., Изох А.Э., Крук Н.Н.

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
serkhrom@igm.nsc.ru*

Территория Восточного Казахстана является частью Обь-Зайсанской складчатой системы, сформированной в позднем палеозое в результате аккреционно-коллизийного взаимодействия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. До раннего карбона между ними существовал Зайсанский океанический бассейн, его закрытие началось во второй половине раннего карбона. Процессы орогении с формированием покровно-надвиговых структур начались в конце раннего карбона (серпухов), а главное коллизийное событие произошло на рубеже раннего и среднего карбона, с этого момента прекратилось морское осадконакопление и в среднем-позднем-карбоне формировались континентальные молассовые отложения. С конца карбона территория находилась в режиме растяжения, происходили сдвигово-раздвиговые движения вдоль крупных региональных разломов. С ранней перми территория развивалась во внутриконтинентальном режиме. Общая последовательность геодинамических событий позволяют классифицировать возникший ансамбль структурно-вещественных комплексов как Алтайскую аккреционно-коллизийную систему герцинид [1].

На всех этапах эволюции аккреционно-коллизийной системы был проявлен ультрамафит-мафитовый магматизм, который отражает эндогенную активность в верхней мантии. Предшествующие исследования габброидных ассоциаций, проведенные в 70х годах XX века [2, 3], позволили выделить на территории 7 интрузивных ультрамафит-мафитовых комплексов разделить их по щелочности на низко-щелочные, умеренно-щелочные, высоко-щелочные, и сделать предположения о разной глубинности и разных обстановках выплавления родоначальных магм [2]. Вместе с тем до недавнего времени не было достоверных данных о возрасте ультрамафит-мафитовых ассоциаций, их корреляции с гранитоидным магматизмом и не были предложена интерпретация проявлений этого магматизма с современных геодинамических позиций. Такие данные получены нами за последние годы [1, 4–10].

На раннеорогенном этапе, в конце раннего карбона (серпухов) в Жарма-Саурской структурно-формационной зоне были проявлены интрузии габбро-диорит-гранитоидного состава, отнесенные к саурской серии [2]. Возраст формирования диоритов саурской серии оценен U-Pb датированием цирконов в 330 ± 2 млн лет [6]. Породы саурской серии имеют геохимические характеристики островодужных пород: слабое обогащение легкими лантаноидами, выраженный минимум по Nb и Ta, максимум по Sr. Вместе с тем, в серпуховское время субдукция уже прекратилась, а вулканические и вулканогенно-осадочные формации субдукционной природы были надвинуты в составе аккреционной призмы на окраину Казахстанского континента. Интрузивный магматизм, проявленный в этих условиях лучше всего объясняется моделью отрыва слэба на раннеорогенной стадии.

Позднеорогенная стадия приходится на вторую половину среднего карбона и поздний карбон. В этом интервале (от 315 до 305 млн. лет) были проявления базитового магматизма во всех структурно-формационных зонах. В Жарма-Саурской зоне проявлены несколько дайковых поясов долеритов, диоритов и лампрофиров, с возрастом 315 ± 4 млн. лет [6]. В Чарской зоне в межгорных прогибах, заполняемых молассовыми отложениями, проявился базальтовый и андезитовый вулканизм континентального типа, с возрастом 311 ± 3 млн. лет [8]. В Калба-Нарымской зоне, вдоль Иртышской системы

разломов проявился перидотит-габбровый магматизм, в виде цепочки интрузий прииртышского комплекса с возрастом 313-312 млн. лет [7]. Базитовые породы среднего-позднего карбона демонстрируют обогащенные геохимические характеристики: обогащение легкими лантаноидами, повышенные концентрации калия, титана и фосфора, по соотношениям некоторых индикаторных элементов попадают в поля внутриплитных базальтов. Состав базитового магматизма указывает на плавление относительно обогащенных, более глубоких горизонтов мантии. Вместе с тем, объем проявленного магматизма сравнительно мал. Кроме того, все магматические проявления приурочены к региональным разломам. Это позволяет предполагать для данного магматизма модель позднеколлизийного растяжения, связанную с коллапсом орогена. При этом с растяжением были связаны и сдвиги.

Возраст габброидов змеиногорского комплекса, проявленных в Рудно-Алтайской структурно-формационной зоне, оценивается по данным геологической съемки как позднекарбон – раннепермский и рассматривается как предшествующий раннепермскому гранитоидному магматизму в Рудном Алтае. К сожалению, пока нет достоверных геохронологических данных о возрасте габброидов змеиногорского комплекса, а также отсутствуют современные прецизионные данные о их геохимических и изотопных характеристиках. Поэтому геодинамическая модель проявления базитового магматизма в пределах Рудного Алтая пока не определена.

Наиболее масштабное проявление магматизма на территории Алтайской аккреционно-коллизийной системы фиксируется в ранней перми (в интервале 297-267 млн лет). В это время были сформированы многочисленные интрузии гранитоидов во всех структурно-формационных зонах, кроме того, были проявлены и ультрамафит-мафитовые комплексы [1]. В Жарма-Саурской и Чарской зонах проявились многочисленные мелкие гипабиссальные пикрит-габбровые интрузии [4]. В Чарской зоне возобновились вулканические излияния континентальных базальтов [8]. В Чарской же зоне сформировались габбро-диорит-монзонит-гранитоидные интрузии сложного строения [5]. В Калба-Нарымской зоне был сформирован крупный Калбинский батолит, сопровождаемый поясами долерит-диоритовых даек [9]. Базитовые породы ранней перми демонстрируют обогащенные геохимические характеристики - резкое обогащение легкими лантаноидами, повышенные концентрации калия, титана и фосфора, по соотношениям некоторых индикаторных элементов попадают в поля внутриплитных базальтов. Существенное увеличение объемов магматизма, более обогащенный состав базитов свидетельствует о масштабном плавлении вещества литосферной мантии, а вслед за этим и коровых субстратов. Это свидетельствует о возникновении масштабной термической аномалии в верхней мантии в раннепермское время. В последние пару десятилетий был получен большой объем петрологических и геохронологических данных по магматитам в западной части ЦАСП, по позволяет оконтурить ареал раннепермского магматизма, который в последние годы интерпретируется как Таримская крупная изверженная провинция, связанная с активностью одноименного мантийного плюма.

Наиболее молодые магматические образования на территории Алтайской коллизийной системе имеют раннетриасовый возраст. Это гипабиссальный массив Семейтау (возраст формирования которого оценен U-Pb датированием в 249 ± 3 млн лет [10]). Ранний ритм представлен базальт-риолитовой серией, а поздний – монзонит-сиенит-гранит-лейкогранитной серией, с постгранитными долеритовыми дайками. Проявления раннетриасового магматизма может быть связано с термической аномалией, возникшей во внутриплитной обстановке в результате активности Сибирского мантийного плюма.

Таким образом, в ходе эволюции Алтайской аккреционно-коллизийной системы можно выделить 4 этапа проявления ультрамафит-мафитового магматизма: 1) конец раннего карбона, 2) конец среднего-начало позднего карбона, 3) начало ранней перми, 4) начало раннего триаса. Для каждого этапа магматизма характерны определенные геохимические особенности как базитовых, так и гранитоидных комплексов, отражающие состав магмогенерирующих субстратов и определенные условия их плавления.

Изложенные в тезисах доклада материалы подготовлены в рамках реализации Государственного задания ИГМ СО РАН (проект FWZN-2022-0027).

1. Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. т. 63. № 3. с. 330–355.
2. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
3. Кузубный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой системы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 166-196.
4. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизийной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. т. 54. № 10. с. 1648–1667.
5. Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д., Соколова Е.Н. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Петрология. 2018а. т. 26. № 4. с. 376-399.
6. Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. с. 6-26.
7. Khromykh S.V., Izokh A.E., Gurova A.V., Cherdantseva M.V., Savinsky I.A., Vishnevsky A.V. Syncollisional gabbro in the Irtysh shear zone, Eastern Kazakhstan: compositions, geochronology, and geodynamic implications // Lithos. 2019b. v. 346-347. 105144.
8. Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Михеев Е.И., Перфилова А.А. Орогенный вулканизм Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // Геотектоника. 2020. № 4. с. 63-83.
9. Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., Antsiferova T.N., Semenova D.V., Kulikova A.V. The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // Lithos. 2022. v. 426-427. Art. No. 106801.
10. Khromykh S.V., Kotler P.D., Kulikova A.V., Semenova D.V., Minnebaev K.R., Gareev B.I., Batalin G.A., Antsiferova T.N., Il'icheva E.A., Volosov A.S. Early Triassic monzonite–granite series in Eastern Kazakhstan as a reflection of Siberian Large Igneous Province activity // Minerals. 2022. v. 12. Iss. 9. Art. No. 1101.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОИДЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СОСТАВ, ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИКА

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.

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

Мафические производные мантийного магматизма, пространственно ассоциирующие с гранитоидами, являются чуть ли не единственным вещественным доказательством участия мантийных процессов в гранитоидном петрогенезисе. Вместе с тем, в контурах крупных гранитоидных провинций, таких как Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтэйский «батолиты», содержатся крупные фрагменты догранитных комплексов, включая мафические интрузии разного возраста и происхождения. Очевидно, что идентификация мафических образований синхронных гранитоидам, и пространственно ассоциирующих, но не имеющих отношения к последним, имеет критически важное значение для расшифровки процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании крупных салических (гранитоидных) провинций.

В пределах Байкальской складчатой области, большую часть которой занимает Ангаро-Витимский батолит (АВБ), мафический магматизм проявлялся неоднократно. К его наиболее ранним проявлениям относятся разные по составу и строению неопротерозойские ($\approx 830 - 600$ млн. лет) ультрамафит-мафитиовые массивы островодужного и синколлизийного типов [1], развитые в основном в северной части Байкальской складчатой области (Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс). Примерно этому же временному интервалу соответствует цепочка габброидных массивов, протягивающаяся вдоль восточного побережья оз. Байкал. Их формирование также связывается с островодужной геодинамической обстановкой: Метешихинская островная дуга [2].

Следующий этап мафического магматизма датируется ранним палеозоем (≈ 500 млн. лет) и связывается с функционированием Джидинской островной дуги (Юго-Западное Забайкалье) [3]. В центральных районах Западного-Забайкалья в центре АВБ выделяются крупные останцы Удино-Витимской раннепалеозойской островной дуги, в составе которой, наряду с доминирующими вулканитами, известны и небольшие габбро-монцонитовые массивы. В отличие от Джидинских габброидов, они характеризуются повышенной щелочностью, что и определяет их монцонитовый уклон.

Нами изучен Туркинский габбро-монцонитовый массив, залегающий среди обширных полей позднепалеозойских гранитоидов АВБ в верхнем течении р. Турки [4]. Изотопный возраст массива 514.6 ± 7.2 млн лет (U-Pb, Zm, SHRIMP RG.). Полученные геохронологические данные коррелируют с таковыми кислых субвулканических образований раннекембрийских вулканотектонических структур Удино-Витимской палеоостроводужной системы и габброидов Джидинской островной дуги Центрального и Юго-Западного Забайкалья. Раннепалеозойские габбро-монциты характеризуются умеренно низкой калиевой щелочностью, дифференцированным спектром распределения REE, обогащены LILE относительно HFSE. Раннепалеозойские габброиды и габбро-монциты деплетированы Nb, Ta, Zr, Hf и обогащены Pb и Sr, что свойственно магматитам надсубдукционного происхождения. Геохимические данные свидетельствуют об участии корового (субдуцированного) материала в источнике магм. Совокупность геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных показывает, что формирование раннепалеозойских габбро-монцитов происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке и было связано с функционированием Удино-Витимской палеоостроводужной системы [5].

Позднепалеозойский этап мафического магматизма связан с формированием АВБ. Породы основного состава представлены мафическими включениями в гранитоидах, минглинг-дайками, синплутоническими базитовыми интрузиями и «автономными» габбро-монцонитовыми массивами, изотопный возраст которых полностью перекрывается с ассоциирующими гранитоидами, а свидетельства смешения магм указывают на активное взаимодействие коровых и мантийных расплавов [6].

Позднепалеозойские мафические породы и их производные варьируют по составу от нормальных габбро, через монцо-габбро до монцонитов, охватывая диапазон кремнекислотности от 45 мас. % SiO_2 (иногда меньше) до примерно 60 мас. %. В габброидах и монцонитоидах Орефьевского массива щелочность возрастает главным образом за счет калия. Соответственно, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ возрастает от 0.2 в наиболее основных разностях габброидов до 1.2 в монцонитах. В целом рассматриваемые образования характеризуются повышенной и высокой калиевой щелочностью по сравнению с раннепалеозойскими габброидами и монцонитами (Унэгэтэйский, Туркинский массивы). Магнезиальность ($\text{Mg}\#$) ($\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$, мол. %) рассматриваемых габброидов варьирует в диапазоне 62 - 35 %, корреляция с SiO_2 практически отсутствует. В наиболее меланократовых разностях $\text{Mg}\#$ может достигать 70 % и более. Габброиды характеризуются умеренным содержанием TiO_2 (0.8 - 2.0 мас. %), причем наиболее высокие концентрации характерны для пород Орефьевского массива. С переходом к разностям габбро-диоритового, монцо-габбрового и монцонитового состава содержание оксида титана снижается до 0.5 - 0.3 мас. %. Из характерных особенностей рассматриваемых образований следует отметить повышенную глиноземистость, достигающую почти 22 мас. % в габброидах Орефьевского массива.

Спектры распределения REE в мафических породах разных проявлений в целом сходны. Для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE, в большинстве случаев отсутствует Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84-1.0$). Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ как мера обогащения LREE относительно HREE составляет 16.9 - 22.4. Значения отношений $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ варьируют от 2.4 до 3.27.

Мультиэлементные спектры, нормированные по OIB, также обнаруживают явное сходство: породы в разной степени обогащены LILE (Cs, Rb, Ba, Th, U, K) и слабо деплетированы HFSE (Zr, Hf, Ti), при этом ярко выражена отрицательная Nb-Ta и положительная Pb аномалии.

Источником позднепалеозойских трахибазальтовых магм была флогопит-гранатсодержащая лерцолитовая мантия, плавление которой происходило в «гидратированных» условиях. Геохимическая специфика позднепалеозойских базитов – дефицит Nb, Ta, Zr, Hf и обогащенность Pb и Sr, отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ является унаследованной от процессов метасоматического обогащения мантии субдуцирующим коровым материалом. Мы предполагаем, что эти процессы имели место в раннем палеозое во время функционирования Джидинской и Удино-Витимской островных дуг, т.е. за 200 млн лет до формирования АВБ.

Специфика геодинамических условий проявления позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья заключается в пространственно-временном совмещении низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. Смешение мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным — мантийно-коровым, включающим все (вероятно, кроме щелочных гранитов)

постбаргузинские комплексы. По своему месту в геологической истории Забайкалья позднепалеозойский магматизм являлся постороженным, но инициирован и развивался он под воздействием мантийного плюма.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2 и поддержаны грантом РФФ № 23-17-00030.

1. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
2. Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Гордиенко И.В. и др. Рифейский островодужный Метешихинский перидотит-габбровый массив (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2015. № 9. С. 1549-1571.
3. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде - палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.
4. Цыганков А.А., Удоратина О.В., Бурмакина Г.Н. и др. Раннепалеозойский базитовый магматизм Западного Забайкалья: состав, изотопный возраст (U-Pb, SHRIMP-RG), источники магм, геодинамика // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 396-422.
5. 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.
6. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb (SHRIMP-II, LA-ICP-MS) и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005-1027.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ АНКРАМИТОВОЙ МАГМЫ И ФОРМИРОВАНИЕ УРАЛО-АЛЯСКИНСКИХ КОМПЛЕКСОВ: ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ТУМРОК (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

Чайка И.Ф.^{1,2}, Байков Н.И.^{1,3}, Каменецкий В.С.⁴, Кутырев А.В.⁵, Барнс С.-Дж.⁶, Зеленский М.Е.¹

¹*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черногловка, ivanlab211@gmail.com*

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

³*Московский государственный университет, Москва*

⁴*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

⁵*Университет Кардиффа, Великобритания*

⁶*Университет Квебека в Шикутиме, Канада*

Зональные массивы, сложенные дунитами, клинопироксенитами и габброидами, классифицируются как комплексы урало-аляскинского типа и встречаются в островодужных и палеостроводужных обстановках по всему миру. Дунитовые ядра и ассоциирующие с ними хромититы многих таких комплексов (например, Нижнетагильский, Гальмознанский, Инаглинский) являются источниками для промышленных россыпей металлов платиновой группы. Таким образом, понимание генезиса урало-аляскинских комплексов и, особенно, поведения металлов платиновой группы в ходе их формирования, является важным с точки зрения петрологии и практических геологических аспектов. Считается [1, 2], что Урало-Аляскинские комплексы являются результатом дифференциации надсубдукционных высококальциевых и высокомагнезиальных субщелочных магм. Однако прямых доказательств тому практически нет: главным образом потому, что неизвестны случаи очевидной пространственно-временной связи интрузивов Урало-Аляскинских комплексов с комагматичными им вулканитами. Нами изучен комплекс хребта Тумрок (Восточная Камчатка), где дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация связана с высококальциевыми вулканитами (пикритами и базальтами). На основании минерального и химического состава пород, химического состава породообразующих минералов, а также минерального и валового состава расплавных включений, содержащихся в породообразующих минералах, сделан вывод, что изученные плутониты и вулканиты являются когенетическими и имеют одну и ту же исходную магму анкармитового состава. Кроме того, составы плутонических пород типичны для других Урало-Аляскинских комплексов мира (рис. 1). Наконец, изученные породы демонстрируют полную последовательность дифференциации от ликвидуса оливин+хромшпинель, характерного для пикритов и дунитов, через оливин-клинопироксеновую котектику (верлиты) до эвтектической кристаллизации диопсида или роговой обманки с плагиоклазом и щелочных полевых шпатов в плагиоверлитах и габбро (рис. 2). Все эти результаты делают рассматриваемый вулcano-плутонический комплекс перспективным для петрологических исследований и моделирования образования Урало-Аляскинских комплексов, в том числе фракционирования ЭПГ и других рудообразующих металлов. Недавно полученные нами данные по валовым содержаниям ЭПГ в породах Тумрокского хребта обнаруживают выраженные прямые корреляции Cr_2O_3 с Os, Ir, Ru и Pt (R^2 от 0.85 до 0.98) и обратную – с Pd. Это подтверждает закономерность накопления иридиевых платиноидов и платины в ультрамафитах и, в частности, в хромититах дунитов, а палладия – в медно-сульфидной минерализации в габброидах [3].

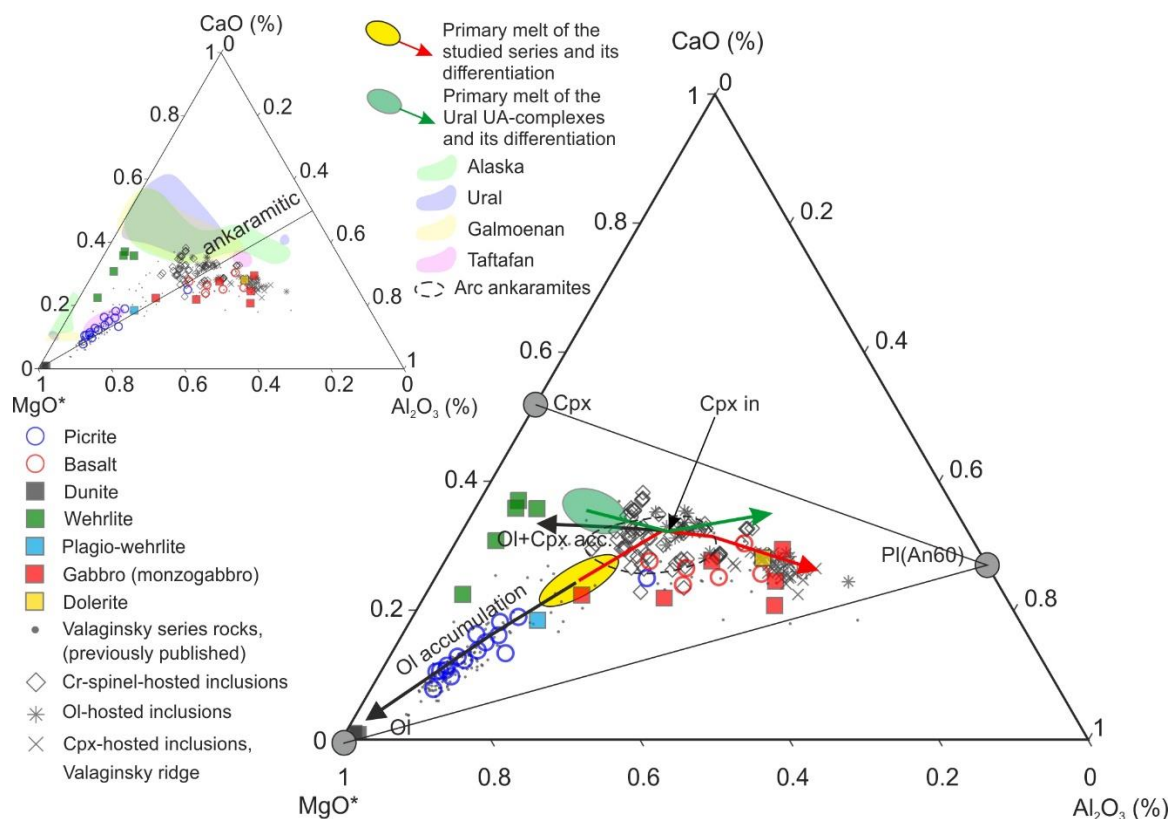


Рис. 1. Составы изученных пород и расплавных включений в координатах $MgO^*-CaO-Al_2O_3$, где $MgO^* = MgO + 0.55FeO$ [4]. Диапазон состава для исходного расплава изученной серии (желтая область) оценен как среднее между составами расплавных включений в хромите и оценкой родоначального расплава валагинской серии [5]. Родоначальный расплав для зональных комплексов Урала (зеленая область) – по [4] и [6]. Составы расплавных включений – наши данные и [7].

Stage Mineral	Magmatic		Post-magmatic
	Phenocrysts in the volcanics and euhedral grains in the plutonics	Groundmass in the volcanics and interstitial in the plutonics	
Olivine	—————		
Cr-spinel	—————		
Clinopyroxene	—————	—————	
Plagioclase		—————	
Hornblende		—————	
K-Na feldspar		—————	
Magnetite	—————		
Biotite/phlogopite		—————	
Apatite		—————	
Albite			—————
Orthoclase			—————
Actinolite			—————
Serpentine			—————
Chlorite			—————
Scapolite			—————
Epidote			—————
Muscovite			—————

Рис. 2. Последовательность кристаллизации пород изученного комплекса. Жирные линии – породообразующие минералы, тонкие линии – второстепенные минералы (или малый объем кристаллизации).

Работа выполнена в рамках исследовательской программы FMUF-2022-0004 Института экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН. Полевые работы, пробоподготовка и химические анализы финансировались Российским научным фондом (проект № 21-17-00122).

1. Batanova, V.; Pertsev, A.; Kamenetsky, V.; Ariskin, A.; Mochalov, A.; Sobolev, A. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite–dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *Journal of Petrology*, 2005, v. 46, 1345–1366.
2. Irvine, T. Bridget Cove volcanics, Juneau Area, Alaska: Possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // *Carnegie Institute Washington Yearbook*, 1973, v. 72, p. 478–491.
3. Mikhailov V., Stepanov S., Kozlov A., Petrov A.V., Palamarchuk R. S., Shilovskikh V. V, Abramova V. D., Korneev A. V. New Copper–Precious Metal Occurrence in Gabbro of the Serebryansky Kamen Massif, Ural Platinum Belt, Northern Urals // *Geology of Ore Deposits*, 2022, vol. 63, is. 6, p. 528-555.
4. Ферштатер, Г., Беа, Ф., Пушкарев, Е., Гарути, Д., Монтеро, П., Заккарини, Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // *Геохимия*, 1999, с. 352-370.
5. Kamenetsky V. S., Sobolev A. V., Joron J-L., Semet M. P. Petrology and Geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanics from Eastern Kamchatka // *Journal of Petrology*, v. 36, Is. 3, p. 637-662.
6. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
7. Kuttyrev, A.V.; Kamenetsky, V.S.; Park, J.-W.; Maas, R.; Demonterova, E.I.; Antsiferova, T.N.; Ivanov, A.V.; Hwang, J.; Abersteiner, A.; Ozerov, A.Y. Primitive high-K intraoceanic arc magmas of Eastern Kamchatka: Implications for Paleo-Pacific tectonics and magmatism in the Cretaceous // *Earth-Science Reviews*, 2021, v. 220, Art. No.103703.

ПОЛИФАЗНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ МАССИВЫ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

Шаповалова М.О., Шелепаев Р.А., Толстых Н.Д.

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
shapovalovam@igm.nsc.ru*

Хангайское нагорье Западной Монголии расположено в Центрально-Азиатском складчатом поясе, здесь были обнаружены пермские расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии с Cu-Ni минерализацией [1]. Работа посвящена петрологии и изотопии габбро-монцогаббрового массива Ямат-Ула [2] и перидотит-габбрового массива Орцог-Ула [3] с сульфидной минерализацией. Интрузии слагают ранние магматические фазы Хангайского батолита, который сформировался 269–240 млн лет, и могут служить термальным источником формирования его гранитоидов [4].

Габбро-монцогаббровый массив Ямат-Ула, находится на южном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Дзабхан. Он представляет собой крупное магматическое тело (6x12 км), которое прорвано монцодиоритами, лейкогранитами и гранодиоритами P₂-T₁. Массив представлен двумя фазами внедрения: (1) лейкогаббро, анортозиты (плагноклазовые кумулаты); Vt-Am габбро и Ol габбронориты (оливин-пироксеновые кумулаты); (2) Vt-Am-Ol монцогаббро, которые встречаются только в северо-западной части массива. Для пород массива Ямат-Ула был установлен возраст (U-Pb) в интервале 255-263 млн лет [2].

Перидотит-габбровый массив Орцог-Ула находится на северном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Тамирын-Гол с площадью выхода на поверхность около 5 км². Он прорывает метаморфические толщи, сложенные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Массив имеет двухфазное строение [3]: (1) ритмично-расслоенная перидотит-габбровая серия пород; (2) Vt-содержащие Am-Ol габброиды. Массив Орцог-Ула имеет пермский возраст: 272-279 млн лет (Ar-Ar, U-Pb).

На поздних этапах образования габброидов появляются первичный магматический амфибол и биотит, с высокими содержаниями TiO₂ (Vt до 5,07 и до 3,01 мас.%, Am до 4,60 и до 3,21 мас.% для массива Ямат-Ула и Орцог-Ула, соответственно). Плагноклазы имеют высокую основность (An₇₅₋₉₄ и An₈₁₋₉₇, соответственно), а оливин и пироксен имеют схожий состав (оливин Mg#68,7-76,3 и 64,8-74,3, соответственно; пироксен представлен энстатитом и диопсидом).

Для массивов характерны породы с высокими значениями K₂O (до 1,87 мас.% в Ямат-Уле и до 0,51 мас.% в Орцог-Уле). Породы первой фазы массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула характеризуются наличием Eu максимума, деплетированностью HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf) и обогащенностью LILE (Ba, K), в связи с чем обладают типоморфными признаками, характерными для базитовых магм надсубдукционного происхождения [5]. Породы вторых фаз массивов имеют более высокие значения редких и редкоземельных элементов.

Получены новые данные по Sm-Nd и Rb-Sr методам для пермских массивов Ямат-Ула и Орцог-Ула (рис. 1). Значения ISr и εNd(t) пересчитаны на U-Pb возраст этих массивов (260-270 млн лет [2,3]). Для массива Ямат-Ула были получены данные для пород двух фаз. Значения εNd для габброидов первой фазы варьирует -0,05...+1,79, и значения ISr 0,70458...0,70500. Для монцогаббро второй фазы значение εNd(t) и ISr находится внутри интервала значений первой фазы (+0,30 и 0,70497, соответственно). Для массива Орцог-Ула были проанализированы породы как из расслоенной серии пород первой фазы, так и из Vt-Ol мезогаббро второй. Все породы массива имеют большой диапазон значений как по ISr, так и по εNd, причем фазы массива образуют некоторые

области значений: первая фаза характеризуется низким ISr (0,70578...0,70766) и положительным ϵNd (+0,13...+3,34); вторая фаза имеет более высокие значения ISr (0,70704...0,70933) и отрицательный ϵNd (от -3,35...-5,70).

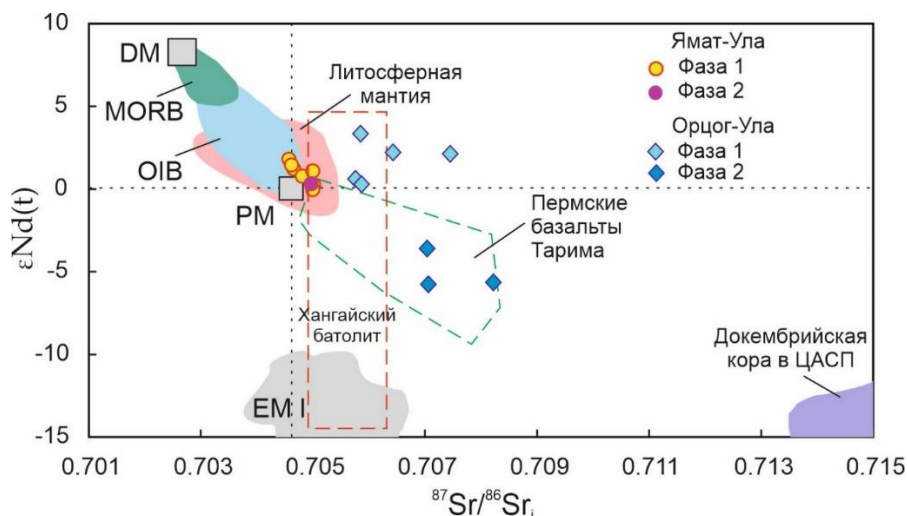


Рис. 1. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr - \epsilon Nd(t)$ для пород массивов Ямат-Ула и Орцог-Ула. DM — деплетированная мантия; MORB, базальты срединно-океанических хребтов; OIB — базальты океанических островов; PM — примитивная мантия; EM I и EM II, обогащенные мантийные источники. Поля DM, PM, MORB и OIB взяты из [6]; поле литосферной мантии региона из [7]; пермские базальты Таримской LIP из [8]; докембрийская кора в ЦАСП и Хангайский батолит из [9,10].

Таким образом, пермские массивы Ямат-Ула и Орцог-Ула имеют схожие характеристики по возрасту, минералогии, петро- и геохимии. Изотопно-геохимические данные по Rb-Sr и Sm-Nd системам указывают на различные мантийные источники для родоначальных расплавов, из которых формировались интрузивы (рис. 1). Для двух фаз массива Ямат-Ула характерен единый недеплетированный мантийный источник (ϵNd - 0,05...+1,79), тогда как фазы массива Орцог-Ула имеют резко-отличающиеся значения ϵNd (+3,35 и -5,70, соответственно первая и вторая фаза). Следовательно, породы первой фазы массива Орцог-Ула образовались из слабо деплетированного мантийного источника, а породы второй фазы — обогащенного.

Породы массивов Ямат-Ула и Орцог-Ула имеют различное содержание Sr (в 50,3-88,3 раз больше PM для Ямат-Ула; в 1,2-18,6 для Орцог-Ула). Породы массива Ямат-Ула отличаются от пород массива Орцог-Ула заметно более высоким содержанием Sr при близких содержаниях MgO (рис. 2). Это можно объяснить разным содержанием Sr в мантийном источнике, частичное плавление которого привело к формированию родоначальных расплавов, что указывает на существование геохимической мантийной неоднородности в пермское время активности Хангайской горячей точки [11].

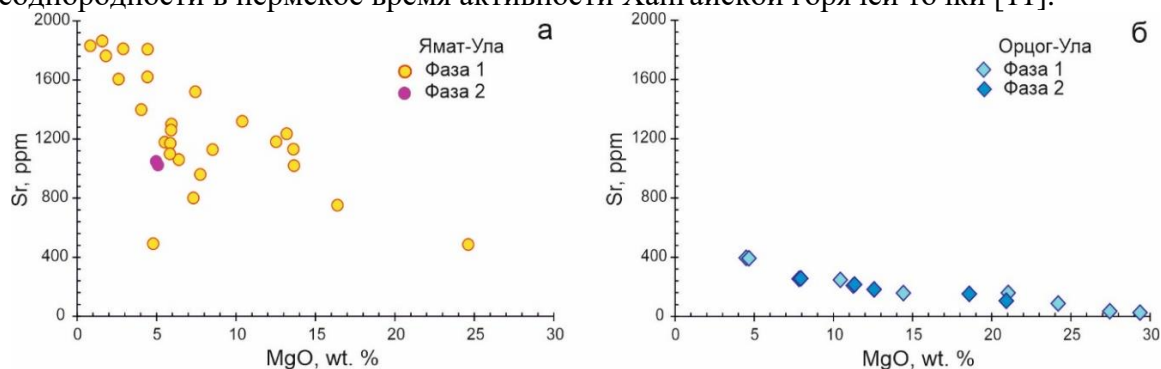


Рис. 2. Содержание Sr относительно MgO в породах массивов Ямат-Ула (а) и Орцог-Ула (б).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00058, <https://rscf.ru/project/22-77-00058/>.

1. Shapovalova M., Tolstykh N., Shelepaev R., Kalugin V. PGE-Cu-Ni Mineralization of Mafic-Ultramafic Massifs of the Khangai Upland, Western Mongolia // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 942.
2. Shelepaev R., Shapovalova M., Egorova V., Shelepov Y., Oyunchimeg T-U, Tolstykh N. Petrology and Age of the Yamaat Uul Mafic Complex, Khangai Mountains, Western Mongolia // *Minerals*. 2023. V. 13. P. 833.
3. Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А., Цибизов Л.В. Петрология и геохронология перидотит-троктолит-габбрового массива Орцог-Ула (Западная Монголия) // *Геология и геофизика*. 2019, т. 60. № 8, с. 1069–1090.
4. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // *Доклады академии наук*, 2013, т. 452, № 6, с. 646–652.
5. Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембрийско–ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания*. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005, т. 1, с. 106–109.
6. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571.
7. Zhang Y.-L., Liu C.-Z., Ge W.-C., Wu F.-Y., Chu Z.-Y. Ancient sub-continental lithospheric mantle (SCLM) beneath the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Implications for crust-mantle decoupling // *Lithos*. 2011. V. 126. P. 233–247.
8. Tang D.M., Qin K.Z., Li C.S., Qi L.S., Su B.X., Qu W.J. Zircon dating, Hf–Sr–Nd–Os isotopes and PGE geochemistry of the Tianyu sulfide-bearing mafic–ultramafic intrusion in the Central Asian Orogenic Belt, NW China // *Lithos*. 2011. V. 126. P. 84–98.
9. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: Geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Science*. 2004. V. 23. P. 605–627.
10. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // *Петрология*, 2016, т. 24, с. 468–498.
11. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (2), с. 153–184.

МАССИВ МОРЬТ-УЛА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ) – ПРИМЕР СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Шелепов Я.Ю.^{1,2}, Шелепаев Р.А.^{1,2}

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

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Массив Морьт-Ула находится в юго-западном склоне хр. Алтан-Хухийн-Нуру в 3 км к северо-востоку от одноименной горы, вблизи зоны крупного субмеридионального Цаганшибетинского разлома, разделяющего раннекаледонские структуры Озерной зоны и позднекаледонские структуры Монгольского Алтая [1].

Массив состоит из габброидов и монцонитоидов, первые из которых, преимущественно, встречаются в виде ксеноблоков во вторых, и обе группы пород секутся широко распространенными здесь монцогранитами и комбинированными базит-граносиенитовыми дайками. Вмещающие породы для интрузий этого ареала представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями ичитуинской свиты [2]. Выходы габброидов на изученной территории зафиксированы на двух участках: в западном (далее – Западный интрузив) и в восточном (далее – Восточный интрузив). В Западном интрузиве габброиды образуют элювиальные глыбовые развалы на площади 300x100 м и представлены массивными средне и мелкозернистыми пойкилоофитовыми биотитовыми оливиновыми лейко- и мезогаббро. Породообразующие минералы: Ol 5-15 об.%, Pl 65-75 об.%, Cpx 10-20 об.%, Vt 5-7 об.%, Amp 1-2 об.%; рудные минералы 4-7 об.%; аксессуарные: Ap и Zrn. В Восточном интрузиве оливиновые габбро образуют несколько выходов субмеридионального простирания наиболее крупный из которых, имеет размер 500x1800 м. Оливиновые габбро секутся монцогаббро и оба вида пород окружены секущими их биотит-пироксеновыми монцодиоритами. Габброиды здесь в основном представлены массивными биотитовыми оливиновыми габбро и габброноритами с порфиroidной структурой. Породообразующие минералы: Ol 10-20 об.%, Pl 40-60 об.%, Cpx 10-30 об.%, Орх 0-10 об.%, Vt 5-10 об.%; рудные минералы 2-5 об.%. В юго-западном окончании интрузива присутствует первично-магматический коричневый пойкилитовый амфибол в количестве до 7 об.%. В северных фрагментах этого интрузива установлены расслоенные габброиды, которые характеризуются кумулятивной структурой и широкими вариациями породообразующих минералов: Ol 10-60 об.%, Pl 10-60 об.%, Cpx 10-50 об.%, Орх 0-7 об.%, Vt 2-7 об.%; рудные минералы 2-5 об.%. Монцогаббро обладает массивной текстурой и средне-крупнозернистой гипидиоморфной структурой. Породообразующие минералы: Pl 50-60 об.%, Cpx 10-20 об.%, Vt 5-7 об.%, Amp 10-15 об.%, Fsp 2-10 об.%; рудные минералы 2-4 об.%; аксессуарные: Ap 1 об.% и Ttn. Монцодиориты, секущие монцогаббро и оливиновые габбро, характеризуются массивной текстурой и среднезернистой монцонитовой с элементами гипидиоморфной структурами. Породообразующие минералы: Pl 40-50 об.%, Cpx 10-15 об.%, Vt 5-10 об.%, Amp 10-12 об.%, Fsp 10-20 об.%, Qz 3-10 об.%; рудные минералы 2-5 об.%; аксессуарные: Ap и Zrn.

Датирование габброидов Западного интрузива было проведено Ar-Ar методом (ИГМ СО РАН, Новосибирск) по биотиту из пробы Ш5-15. С помощью ступенчатого отжига было получено возрастное плато соответствующее 390 ± 3 млн лет, что соответствует раннему девону, и хорошо согласуется с ранее полученной датировкой [3]. Для габброидов Восточного интрузива аналогичным методом получено возрастное

плато соответствующее $503,1 \pm 3,7$ млн лет. Датирование монцодиоритов проводилось U-Pb методом по кристаллам циркона из двух проб с помощью LA-ICP-MS (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Были установлены конкордантные возраста, соответствующие $501,6 \pm 3,8$ млн лет для пробы Я135-18 и $505 \pm 3,4$ млн лет для пробы Я147-18.

Петрохимические особенности исследованных пород изображены на рисунке 1. Габброиды Западного интрузива характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 . Породы Восточного интрузива (массивные габбро, монцогаббро и монцодиориты) на бинарных вариационных диаграммах образуют единые тренды: при увеличении SiO_2 в них происходит снижение MgO , CaO , увеличение Na_2O+K_2O . Содержания Al_2O_3 , P_2O_5 и TiO_2 имеют максимальные значения в монцогаббро и снижаются в меньшей степени к монцодиоритам, и в большей степени к оливиновым габбро.

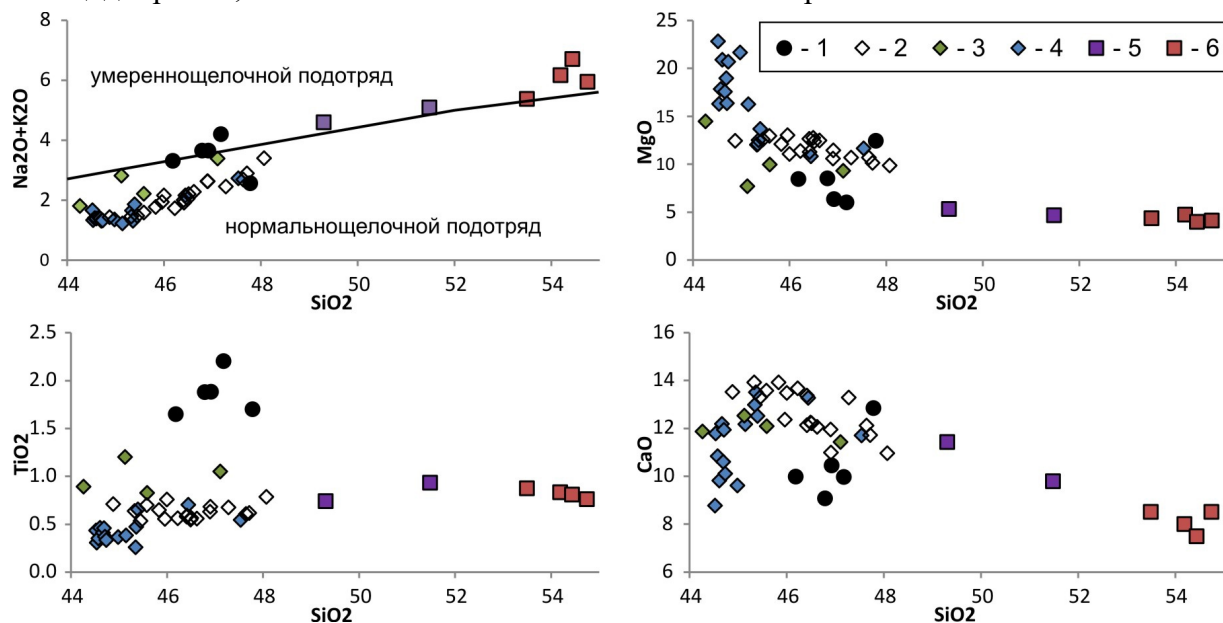


Рис. 1. Петрохимические особенности габброидов и монцитонитов массива Морьт-Ула. 1 – оливиновые габбро Западного интрузива; восточный участок: 2 – массивные Bt-Ol-габбро, 3 – массивные Amp-Bt-Ol-габбро, 4 – габбро расслоенной серии, 5 – монцогаббро, 6 – монцодиориты.

Габброиды Западного интрузива имеют однотипные фракционированные спектры РЗЭ, нормированные на хондрит CI [4], с невысокими $(La/Yb)_n$ (3-4,5) и $(Gd/Yb)_n$ (2-2,1) отношениями без значительных аномалий по Eu. Суммарное содержание редкоземельных элементов 87-107 ppm. На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии [5], присутствуют незначительные максимумы по K, Ba и Ti, а также, для лейкократовых разностей, характерен максимум по Sr. Спектры РЗЭ в габброидах Восточного интрузива, в целом, менее фракционированные и характеризуются меньшими уровнями концентраций по сравнению с габброидами Западного интрузива. Для габбро расслоенной серии характерны широкие вариации концентраций редких элементов, имеющих обратную корреляцию с магнезиальностью пород. Наиболее меланократовые разности имеют невысокие $(La/Yb)_n$ (1,7-1,9) и $(Gd/Yb)_n$ (1,4-1,7) отношения с небольшой аномалией по Eu ($Eu/Eu^*=1,05-1,3$), мезократовые габбро характеризуются более высокими $(La/Yb)_n$ (2,6-2,9) и $(Gd/Yb)_n$ (1,5-1,7) отношениями без аномалии по Eu. Суммарное содержание редкоземельных элементов в габбро расслоенной серии 15 – 37 ppm. Массивные габброиды имеют схожие спектры РЗЭ. Отношения $(La/Yb)_n$ и $(Gd/Yb)_n$ варьируют в диапазоне 2,2-5 и 1,7-2 соответственно, суммарное содержание редкоземельных элементов 29 – 81 ppm, аномалии по Eu отсутствуют. При этом, наиболее высокие отношения $(La/Yb)_n$ и

содержания РЗЭ характерны для амфиболовых габбро. Монцодиориты имеют фракционированные спектры РЗЭ с повышенными $(La/Yb)_n$ (5,1-9) и $(Gd/Yb)_n$ (2,2) отношениями без аномалии по Eu. Суммарное содержание редкоземельных элементов составляет 87 – 106 ppm. Для мультиэлементных спектров разных групп пород восточного участка, как и для габброидов Западного интрузива, характерны максимумы по K, Sr и Ba, но в отличие от них, присутствуют резкие отрицательные аномалии по Nb, Ta и отрицательные аномалии по Zr и Hf, указывающие на участие в магмогенерации надсубдукционного типа мантийного источника.

Оливиновые габбро Западного массива характеризуются значениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ и ϵNd (390 млн лет) 0,15 и +7,7 соответственно, что отвечает сильно-деплетированному мантийному источнику. Габброиды и монцодиориты восточного участка характеризуются близкими значениями ϵNd (503 млн лет) +7,2 - +8,4 и +7,1 - +7,3 соответственно, и значениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ 0,17-0,18 и 0,13-0,14 соответственно, что также отражает сильно-деплетированный мантийный источник.

Таким образом, на исследованной территории присутствуют две контрастные по составу и возрасту мантийные магматические ассоциации: среднекембрийский дифференцированный габбро-монцодиоритовый Восточный интрузив, сопоставимый по возрасту с аккреционно-коллизийными Хайрханским дунит-троктолит-габбровым массивом Озерной зоны [6] и Урэгнурской вулканоплутонической пикрит-базальтовой ассоциацией Монгольского Алтая [7], и раннедевонский габброидный Западный интрузив, относящийся, по-видимому, к девонской крупной изверженной провинции в Северо-Монгольском мегаблоке [3].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400044-2)

1. Badarch, G., Cunningham, W.D., Brian, F.W. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of central Mongolia // Journal of Asian Earth sciences, 2002. v. 21, p. 87-110.
2. Геологическая карта листа М-46-124-В. Масштаб 1:50 000 // 1990
3. Изох А.Э., Вишневский 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.
4. McDonough, W. F., Sun, S.-s., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, 56, p. 1001-1012.
5. Sun S.-s. and McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub. 1989. P. 313-345.
6. Хайрханский дунит-троктолит-габбровый массив (Озерная Зона Западной Монголии) - пример синколлизийных среднекембрийских габброидов / А. Э. Изох, А. В. Вишневский, Р. А. Шелепаев [и др.] // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием, Томск, 27–30 ноября 2018 года. Том Выпуск 10. – Томск: Томский центр научно-технической информации, 2018.
7. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая - индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции / А. Э. Изох, А. В. Вишневский, Г. В. Поляков [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 665-681.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОБРАЗОВАНИЯ АПОСЕРПЕНТИНОВОГО НЕФРИТА (НА ПРИМЕРЕ УЛАН-ХОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Шутов В.А., Мехоношин А.С.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

v.shutov@igc.irk.ru

Нефрит представляет собой плотную массивную породу, состоящую из амфибола тремолит-актинолитового ряда $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, характеризующуюся спутанно-волокнистой структурой. С генетической точки зрения существует два основных типа нефрита, различающихся окраской. Первый образуется в серпентинитах реститовых перидотитов (апосерпентинитовый), второй - в доломитовых мраморах (апокарбонатный). Как правило для нефритов первого типа характерны оттенки зелёного цвета, а для второго - белого. Происхождение нефрита объясняется в основном метасоматическими, либо метаморфическими процессами [1-4].

Наиболее крупные месторождения нефрита апосерпентинитового типа известны в России, Канаде, Австралии, Новой Зеландии, Тайване [3]. В России к настоящему времени разведано и оценено более 20 месторождений, из которых большая часть находится на территории Западного и Восточного Саяна.

Изучение нефритовых жил Улан-Ходинского месторождения позволило уточнить и дополнить геолого-геохимические критерии нефритообразования. В пределах месторождения перспективные участки на нефрит приурочены к участкам развития перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов с наличием в них родингитизированных пород кислого и основного состава в зонах с интенсивным развитием взаимопараллельных и сближенных между собой зон расщепления. Дайки в этих зонах претерпели складчатость вместе с серпентинитами. Для родингитов в связи с нефритом характерен следующий минеральный состав парагенных ассоциаций: тремолит-актинолитовый амфибол, диопсид, цоизит, хлорит, кварц и альбит. Родингиты, в состав которых входит гранат, как правило, не встречаются с нефритом. По размерам родингитовые зоны превышают нефритовые.

Исходя из структурной метастабильности нефрита, обнаружение мощных тел маловероятно. В зонах тремолитизации серпентинитов нефрит может находиться в виде реликтов. Развитие призматического тремолита является неблагоприятным фактором, указывающим на отсутствие стадии нефритообразования, либо на диафорез нефрита в ходе его равновесной перекристаллизации в полнокристаллический тремолит.

Изменения петрохимического состава пород в зонах нефритообразования выражено в увеличении содержаний кальция, кремния и алюминия, при этом незначительно выносятся магний. Процесс родингитизации сопровождается привнесением кальция и выносом кремния и щелочей. Для других элементов нет такой чёткой зависимости.

Рассматривая редкоэлементный состав пород нефритовой ассоциации (табл. 1), можно отметить, что по сравнению с серпентинитами для нефритов характерно более высокое содержание Li, Ti, Ga, Rb, Ba, и более низкое – Cr, Co, Ni. Наиболее значительные различия характерны для Rb и Sr и редкоземельных элементов. Для родингитизированных долеритов и плагиопорфиров характерны повышенные содержания Ti, Ba и Sr.

Табл. 1. Распределение петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т)

Образец	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38,29	39,35	52,11	56,24	46,14	49,08	63,00	52,73
TiO ₂	н.о.	0,02	0,01	0,01	0,30	0,35	0,27	0,27
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	3,43	0,81	15,04	16,57	16,83	2,58
Fe ₂ O ₃	8,34	5,65	5,15	3,86	8,98	9,51	2,46	6,31
MnO	0,14	0,16	0,09	0,04	0,19	0,12	0,05	0,40
MgO	42,82	44,01	24,91	23,36	5,57	6,22	3,32	17,09
CaO	н.о.	н.о.	10,18	12,62	20,39	14,12	3,55	19,51
Na ₂ O	н.о.	0,21	н.о.	0,20	0,98	2,13	9,30	0,73
K ₂ O	н.о.	0,01	0,06	0,05	0,13	0,23	0,05	0,10
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,05	0,06	0,07	0,11
Сумма	99,36	99,32	100,61	100,26	99,37	100,10	99,83	99,49
Li	0,05	0,06	4,31	1,11	8,04	7,12	н.о.	н.о.
Ti	16,26	5,69	17,14	22,66	2648,81	3219,29	1848,25	1605,79
V	9,59	7,60	8,44	2,68	211,41	268,03	69,37	90,69
Cr	1692,17	1596,08	960,97	385,24	66,97	80,97	29,94	35,98
Co	137,25	126,03	65,89	53,51	25,05	31,84	6,87	19,89
Ni	2589,91	2331,00	1460,60	1186,47	50,23	62,41	23,21	49,98
Ga	0,14	0,41	11,30	0,89	12,51	16,26	18,34	4,14
Rb	0,05	0,04	1,78	2,57	2,63	9,86	1,87	3,45
Sr	0,67	0,78	44,32	24,37	842,21	1182,45	365,95	420,86
Ba	1,07	1,18	3,76	7,04	52,06	168,50	382,65	208,43

Примечание. н.о. – ниже предела обнаружения. 1-2 – серпентиниты; 3-4 – нефриты; 5-6 – родингитизированный долерит; 7-8 – родингитизированный плагиопорфир.

Рассмотренные геолого-геохимические закономерности размещения и особенности строения жил апосерпентинитового нефрита позволяют выделить главные критерии нефритообразования:

1. Нефрит образуется в серпентинизированных частях реститовых гипербазитовых массивов на контакте серпентинитов с дайками кислых и основных пород. В результате тектонических процессов дайки претерпели складчатость вместе с серпентинитами.

2. Роль даек выражается в том, что они формируют «экраны», по которым идет миграция метасоматических растворов.

3. Для образования тремолита по серпентинитам необходим привнос кальция, главного компонента при нефритообразовании.

Исследования проведены в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0006.

1. Leaming, S.F., 1978. Jade in Canada; Geological Survey of Canada: Ottawa, Canada, 59 p.
2. Yui, T.-F., Yeh, H.-W., Chihming Wang Lee. Stable isotope studies of nephrite deposits from Fengtien, Taiwan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(3). – 1988. – P. 593-602.
3. Harlow, G.E., Sorensen, S.S. Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections. *International Geology Review* 47. – 2005. – P. 113-146.
4. Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефритов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. – С. 377.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АРХЕЙСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА ГОЛОВАНЕВСКОГО ДОМЕНА САРМАТСКОГО КРАТОНА

Юрченко А.В.¹, Лобач-Жученко С.Б.¹

¹*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
yurchenko-nastya@yandex.ru*

Архейские ультраосновные породы Сарматского кратона представлены вулканической и плутонической фациями. Если первые входят в состав коматиитовых зеленокаменных поясов, то плутонические ультраосновные породы образуют дифференцированные и расслоенные массивы, известные в разных провинциях этого кратона [1 и ссылки в ней]. Одной из провинций, где широко распространены ультраосновные породы плутонической фации является Днестровско-Бугская (ДБП), в которой был активно проявлен ультраосновной магматизм в архее. Петрохимическим особенностям пород этого этапа магматизма посвящено данное сообщение.

В ДБП выделяются Голованевский и Гайвороновский домены. Голованевский домен слагает восточное окончание ДБП, в центральной части которого расположено более 60 интрузий, сложенных апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами [2]. В Гайвороновском домене в западной его части выделены по геофизическим данным лишь небольшие массивы, аналогичные по составу и возрасту таковым Голованевского домена [3].

Интрузии Голованевского домена представляют собой дайкоподобные дифференцированные тела перидотитов северо-западного простирания, располагающиеся параллельно крутой гнейсовидности вмещающих пород [2, 4]. Мезоархейский возраст перидотитов Голованевского домена определяется модельным Re-Os возрастом ~3 млрд лет [5], 3040 и 2700 млн лет (Sm-Nd метод) [4].

Ультраосновные породы Голованевского домена принадлежат двум формациям – хромитоносной гипербазитовой (далее формация 1, около 12 массивов) и габбро-перидотитовой (формация 2, более 40 массивов) [2]. Преобладающими породами двух формаций являются серпентиниты по дунитам и перидотитам, наряду с которыми присутствуют пироксениты.

Формация 1 характеризуется значительным преобладанием апогарцбургитов (более 80%) среди перидотитов с резко подчиненным количеством пироксенитов (последние образуют жильную фацию внутри отдельных массивов), а также наличием хромитовых рудных залежей.

Формация 2 содержит больше аполерцолитов по сравнению с формацией 1, больше пироксенитов в виде оторочек вокруг массивов при полном отсутствии хромитовых рудных концентраций.

Для обеих формаций характерно различное количество хромшпинелидов: в породах формации 1 (железистые феррихромиты) их содержание достигает 10 объемных % в породе, а в породах формации 2 (железистые субферриалюмохромиты, субферрихромпикотиты и хромпикотиты) их количество не превышает первых процентов. Рудообразующие хромшпинелиды относятся к магнезиальным алюмохромитам и субферриалюмохромитам [6].

Серпентинизированные перидотиты и дуниты Голованевского домена имеют ряд особенностей химического состава. Например, породы варьируют по магнезиальности ($\#mg = Mg/(Mg+Fe)$), образуя два пика (рис. 1а) со средними значениями $\#mg$ 0.880 и 0.866, соответствуя формациям 1 и 2 соответственно. Магнезиальность перидотитов и дунитов формации 2 низкая в сравнении с примитивной мантией, ксенолитами мантии в

кимберлитах кратонов и щелочными базальтами, абиссальными перидотитами, у которых #mg 0.89-0.90 [7].

Следует отметить, что ультрамафиты с повышенной железистостью являются характерными для Украинского щита [1].

Другой особенностью ультрамафитов является содержание и неоднородное распределение в них Ni и Cr, а также Ni/Cr отношения. Известно, что хром образует небольшие линзы хромитов, а Ni находится в силикатных минералах или немногочисленных сульфидах. Значительная часть интрузии Голованевского домена имеет варьирующее Ni/Cr отношение от 0.9 до 4. Как видно на диаграмме (рис. 1б) для части пород характерно высокое отношение Ni/Cr, превышающее таковое земных пород.

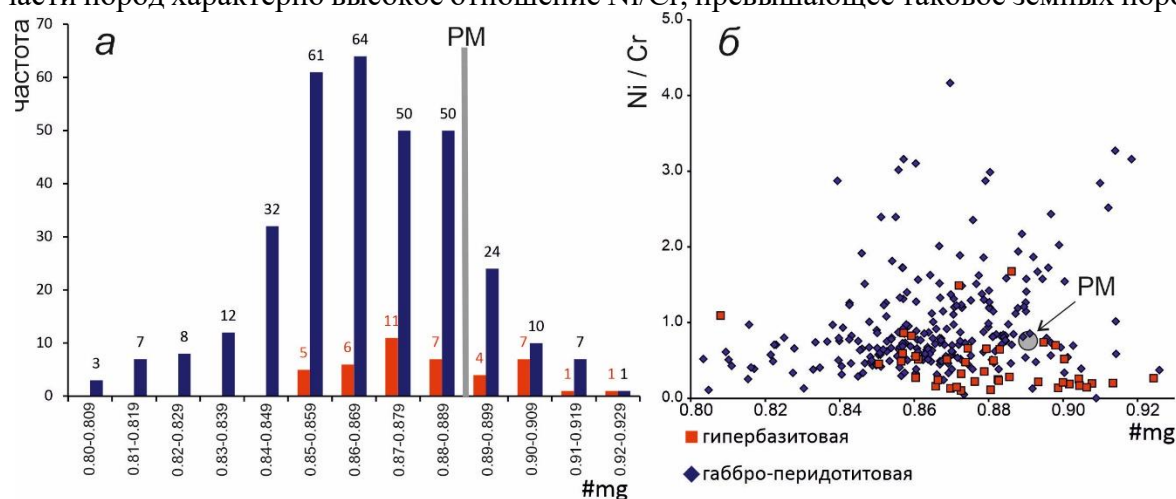


Рис. 1 (а) – гистограмма распределения пород по магнезиальности для двух формаций, **(б)** – график Ni/Cr - #mg. PM – верхняя мантия [8].

На диаграмме Mg/Si-Al/Si (рис. 2а) большая часть составов пород Голованевского домена лежит в центральной части тренда мантийной дифференциации, что указывает на мантийный генезис расплава формаций 1 и 2, а также на их среднюю степень деплетированности. У формации 2 есть также сильно дифференцированные различия (пироксениты и кумулюсная часть), поэтому часть точек (кумуляс) попадает в более магнезиальную область. Можно выделить критерий для разделения этих формаций по отношению $Mg/Si > 1.1$. Для формации 1 этот критерий не работает, т.к. она более гетерогенная.

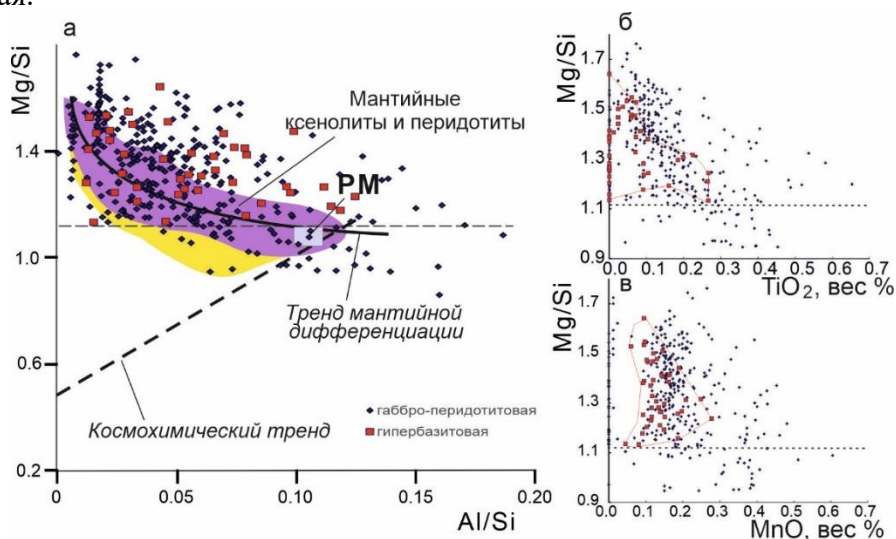


Рис. 2. Положение ультрамафитов Голованевского домена на диаграмме (а) Mg/Si - Al/Si относительно тренда мантийной дифференциации [9]; (б) – Mg/Si - TiO₂, (в) – Mg/Si - MnO.

Таким образом, ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации, слагающей большинство массивов, имеют $\#mg=0.86$ (рис.1а), что ниже чем у РМ. Перидотиты формации 2 имеют варьирующие, в ряде случаев высокие содержания Ni и Ni/Cr отношения. С учетом распределения составов пород и частоты их встречаемости, можно считать, что в Голованевском домене одновременно формируются две группы (формации) перидотитов, различающиеся по магнезиальности. Первая группа - гипербазитовая - с $\#mg$ 0.880, а вторая - габбро-перидотитовая - с $\#mg$ 0.866. Дискриминационные диаграммы Mg/Si-TiO₂ и Mg/Si-MnO могут служить дополнительными инструментом, для разделения существенно и слабо дифференцированных пород по петрохимическому критерию (формация 2 и формация 1, соответственно). Также важно учесть, что может быть ошибочным применение критерия, основанного на величине "основности-кремнекислотности-магнезиальности" для перидотитов, без учета дополнительных параметров из-за влияния дифференцирования расплава.

Исследования выполнены при финансовой поддержке тем НИР ИГГД РАН: FMUW-2022-0002 и FMUW-2022-0004 Минобрнауки России.

1. Лобач-Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Егорова Ю.С., Сергеев С.А., Каулина Т.В., Салтыкова Т.Е. Базит-ультрабазитовый магматизм Сарматии от палеоархея до палеопротерозоя // Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 3, с. 267-290.
2. Бухарев В.П. Квазикратонный гипербазитовый магматизм позднего архея Украинского щита (Среднее Побужье) // Геологический журнал, 1991, № 6, с. 92—99.
3. Кислюк В.В., Зульцле В., Никиташ Л.П. Геологічна будова та корисні копалини вододілу річок Південний Бугі Дністер. Звіт про ГДП-200 території аркуша М-35-XXXVI (Гайворон). Київ: Геолфонди, 2011, 460 с.
4. Есипчук К.Е., Ключков В.М., Щварц Г.А., Безвинный В.П., Стратиграфия // Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. Донецк: ВЕБЕР, 2008, с.42-72.
5. Gornostayev S.S., Walker R.J, Hanski E.J., Popovchenko S.E. Evidence for the emplacement of ca. 3.0 Ga mantle-derived mafic-ultramafic bodies in the Ukrainian Shield // Precambrian Research, 2004, v. 132, p. 349–362.
6. Каневский А.Я. Химические составы ультрамафических горных пород докембрия Среднего Побужья (Украинский Щит). Справочник. Препринт Института геологических наук НАН Украины, Киев: 1997, 107 с.
7. Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Егорова Ю.С. Следы импактных событий в архее Побужского гранулитогнейсового комплекса Украинского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2021, 18, с. 275–281.
8. Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition // In: Treatise on Geochemistry, 2014, V. 2, p. 1–38.
9. Rollinson H. Recognizing early Archaean mantle: reappraisal // Contr. Mineral. Petrol., 2007, V. 154, p. 241-252, EDN: MMHRGP

Научное издание

**УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ:
ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**

Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием
30 августа–8 сентября 2023 г., Новосибирск

Материалы издаются в авторской редакции

Редактор чл.-корр. РАН Н.Н. Крук
Составители сборника А. В. Нарыжнова, М. О. Шаповалова

Подготовка к печати С. В. Исаковой, Е. В. Неклюдовой

Подписано в печать 21.08.2023 г.
Формат 60x84/8. Уч.-изд. л. 28. Усл. печ. л. 26
Тираж 100 экз. Заказ №164
Издательско-полиграфический центр НГУ
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2.



ISBN 978-5-4437-1508-7



9 785443 715087