

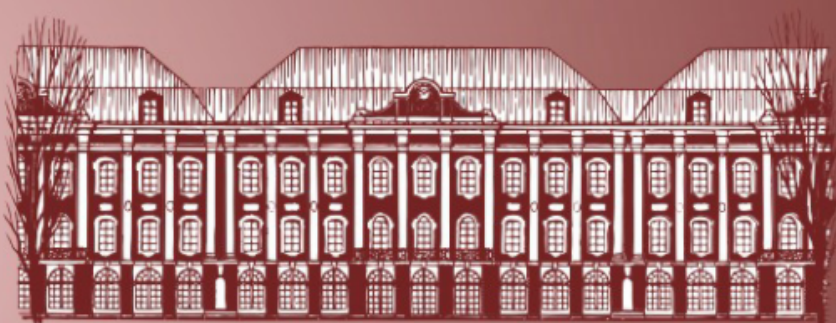
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ КОЛЬСКОГО НЦ РАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НЦ РАН

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

*Материалы Всероссийской конференции, посвящённой
150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга
и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной*

ТОМ 1

1-5 октября 2012 года



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2012

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

*Материалы Всероссийской конференции, посвящённой
150-летию академика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга
и 100-летию профессора Г. М. Саранчиной*



1-5 октября 2012 года
Санкт-Петербург

УДК 552.3:552.4

ББК 26.31

М65

М65 Современные проблемы магматизма и метаморфизма

Материалы Всероссийской конференции, посвящённой

150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и

100-летию профессора Г.М. Саранчиной. Том 1. СПб.: Изд-во

СПбГУ, 2012. - 356с.

ISBN 978-5-9904026-1-4

В сборнике представлены материалы докладов конференции, охватывающие широкий круг проблем современной петрологии: классификации и номенклатура изверженных горных пород; экспериментальное, физико-химическое и математическое моделирование пороодо- и рудообразующих процессов; магматические и метаморфические формации разных геодинамических обстановок; связь магматизма, метаморфизма и рудообразования; изотопные индикаторы петрогенезиса и корреляция геологических формаций; магматические серии и их происхождение.

Конференция проводилась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 12-05-06081/12.

Материалы сборника представлены в авторской редакции.

УДК 552.3:552.4

ББК 26.31

© Коллектив авторов, 2012

© Санкт-Петербургский

государственный университет, 2012

ISBN 978-5-9904026-1-4

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Санкт-Петербургский государственный университет
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Геологический институт Кольского НЦ РАН
Институт геологии Карельского НЦ РАН

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Сопредседатели:

Глебовицкий В.А., чл.-корр., СПбГУ,
Митрофанов Ф.П., академик, ГИ Кольского НЦ РАН

***Заместители
председателя:***

Аплонов С.В., СПбГУ
Балаганский В.В., ГИ Кольского НЦ РАН
Вревский А.Б., ИГГД РАН
Светов С.А., ИГ Карельского НЦ РАН

***Члены
оргкомитета:***

Войтеховский Ю.Л., ГИ Кольского НЦ РАН
Балмасов Е.Л., ООО «ВЕУК», авторизованный партнер
Leica-Microsystems
Голубев А.И., ИГ Карельского НЦ РАН
Григорьев С.И., СПбГУ
Иваников В.В., СПбГУ
Кольцов А.Б., СПбГУ
Корешкова М.Ю., СПбГУ
Лобач-Жученко С.Б., ИГГД РАН
Лохов К.И., СПбГУ
Пушкарев Ю.Д., ИГГД РАН
Смолькин В.Ф., ГГМ им. Вернадского
Филиппов Н.Б., ГГУП «Минерал»
Щипцов В.В., ИГ Карельского НЦ РАН

***Ученые
секретари:***

Малашин М.В., СПбГУ
Франтц Н.А., СПбГУ

СОДЕРЖАНИЕ

Б.Н. Абрамов

О ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСАХ МЕЗОЗОЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.....	12

В.С. Абушкевич

ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ (SR, ND, RB) МЕТАСОМАТИТОВ И АССОЦИИРУЮЩЕЙ КАССИТЕРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОХОВОЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	14

Г.П. Авдейко, О.В. Кувикас, А.А. Палуева

ТИПЫ ВУЛКАНИЗМА СОВРЕМЕННЫХ ЗОН СУБДУКЦИИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ.....	18

П.Я. Азимов, Л.З. Резницкий, В.И. Левицкий, И.Г. Бараиш, Н.Г. Ризванова

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР: УСЛОВИЯ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ИРКУТНОМ БЛОКЕ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА.....	22

Н.Н. Акинфиев, И.В. Викентьев

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ И КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРНОГО УРАЛА.....	25

В.И. Алексеев

РАЗМЕЩЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД ТИХООКЕАНСКОЙ ОНГОНИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ.....	27

В.И. Алексеев, А.В. Кургузова

ТЕМНОСЛЮДИСТЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ СЕВЕРНОГО МАССИВА (ЧУКОТКА).....	29

Н.А. Алфимова, В.А. Матреничев, Т.Ф. Зингер

ПОВЕДЕНИЕ U-Pb ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ В ЦИРКОНЕ ПРИ НЕОДНОКРАТНОМ ГИПЕРГЕНЕЗЕ.....	32

А.Ю. Альбеков, М.В. Рыборак, П.С. Бойко

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ И УСТАНОВЛЕНИЕ ЭТАПОВ ИХ ЭВОЛЮЦИИ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ).....	34

С.И. Андреев, С.Ф. Бабаева

МАГМАТИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В СРЕДИННЫХ ХРЕБТАХ ОКЕАНА.....	36

*Е.В. Аникина, А.А. Краснобаев, А.И. Русин, С.В. Бушарина,**И.А. Русин, К.И. Лохов, И.Н. Капитонов*

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (LU-Hf, Rb) И ВОЗРАСТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЦИРКОНА ЛЕРЦОЛИТОВЫХ И ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА.....	38

И.Ю. Анникова, С.З. Смирнов, О.А. Гаврюшкина

МИНЕРАЛОГИЯ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ТАШЕЛГИНСКОГО ПОЛЯ, ГОРНАЯ ШОРИЯ.....	40

Ф.Х. Апаиров

БАНК ДАННЫХ ПО K-Ar ВОЗРАСТАМ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД КИРГИЗСТАНА.....	44

Н.А. Арестова, С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, Л.В. Матвеева, Г.А. Кучеровский

КОРРЕЛЯЦИЯ АРХЕЙСКИХ СОБЫТИЙ ВОДЛОЗЕРСКОГО ДОМЕНА В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ.....	46

А.А. Арзамасцев

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ИСТОЧНИКИ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИЙ..... 49

Б.Ю. Астафьев, О.А. Воинова, Л.К. Левский, А.С. Воинов

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ДАТИРОВАНИЮ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ТЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)..... 51

Р. Ахунджанов, У.Д. Мамарозиков, С.О. Зенкова, Ф.Б. Каримова

РУДОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК (СРЕДИННЫЙ И ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)..... 53

И.И. Бабарина

СООТНОШЕНИЕ ДАЙКОВОГО МАГМАТИЗМА С ДЕФОРМАЦИЯМИ ВМЕЩАЮЩЕГО ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ, РАЙОН ГРИДИНО..... 56

М.С. Бабушкина

УСЛОВИЯ И ПРЕДЕЛЫ РАСТВОРИМОСТИ ВОДЫ И УГЛЕРОДА В СТРУКТУРЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ ПОРОД..... 59

В.В. Балаганский

СПЕЦКУРС "СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ" НА КАФЕДРЕ ПЕТРОГРАФИИ: ОТКУДА ВЗЯЛСЯ И К ЧЕМУ ПРИВЕЛ..... 62

Ш.К. Балтыбаев

МЕТАМОРФИЗМ, УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В СВЕКОФЕННИДАХ БАЛТИЙСКОГО (ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО) ЩИТА..... 66

Т.Б. Баянова

ПРЕЦИЗИОННОЕ U-Pb (ID-TIMS) ДАТИРОВАНИЕ ЕДИНИЧНЫХ ЗЕРЕН ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕИТА ИЗ РЕПЕРНЫХ ПОРОД КОЛЬСКОГО РЕГИОНА..... 69

А.В. Березин, А.Е. Мельник, С.Г. Скублов

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: P-T ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА..... 71

А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон

ШАХТАМИНСКОЕ МО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): Nd и Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ 74

Н.С. Бискэ

ПРОЯВЛЕНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОДАХ ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА..... 77

М.М. Богина, В.Л. Злобин

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА..... 81

Е.С. Борисенко

БАЗИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНЧЕТУНРОВСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)..... 84

Б.Е. Боруцкий, О.А. Агеева

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ (НА ПРИМЕРЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА)..... 86

С.Н. Бубнов, Ю.В. Гольцман, Э.Д. Баирова

ТЕПЛИНСКИЙ МАССИВ УЛЬТРАМОЛОДЫХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА: SR-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД..... 89

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ В ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС..... 91

О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко

ХАРАКТЕРИСТИКА АМАЗОНИТОВЫХ ГРАНИТОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ..... 94

П.М. Вализер, А.И. Русин, А.А. Краснобаев

МЕЛАНЖ В СТРУКТУРЕ МАКСЮТОВСКОГО ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА: АНТИГОРИТОВЫЕ СЕРПЕНТИНИТЫ, КАЛЬЦИЕВЫЕ ЭКЛОГИТЫ, ЛАВСОНИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... 97

Г.А. Валуй, Е.Ю. Москаленко

ND-SR ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ..... 100

В.И. Васильев

РОЛЬ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ..... 102

Е.В. Васильева, Г.Д. Санжиев

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ПОЛОСТЕЙ В ПЛАСТИЧНОЙ СРЕДЕ..... 105

Н.В. Вахрушева

ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ ДАЙКОВОЙ СЕРИИ В ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ НАРАНСКОГО МАССИВА (МОНГОЛИЯ)..... 109

В.Р. Ветрин, П.А. Серов

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ "СЕРЫХ ГНЕЙСОВ" СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА..... 113

И.В. Викентьев

ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА В КОЛЧЕДАННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ НА УРАЛЕ..... 116

Н.В. Владыкин

УНИКАЛЬНЫЙ МУРУНСКИЙ УЛЬТРАКАЛИЕВЫЙ ЧАРОИТ-КАРБОНАТИТОВЫЙ С ЛАМПРОИТАМИ КОМПЛЕКС – ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС..... 118

Г.М. Вовна

РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА АЛДАНСКОГО ЩИТА И ЭТАПЫ ЕЕ СТАНОВЛЕНИЯ..... 121

А.А. Возня

ПРЕПОДАВАНИЕ ПЕТРОГРАФИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД СТУДЕНТАМ НЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ ВУЗОВ..... 123

Ю.Л. Войтеховский

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ: ОПРЕДЕЛЕНИЕ, КЛАССИФИКАЦИЯ, НОМЕНКЛАТУРА, ПЕРЕСТРОЙКИ..... 126

О.В. Вокуева, Е.О. Пиндюрина, И.Н. Капитонов, Е.С. Богомолов, К.И. Лохов

U-Pb И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ В ВЕЩЕСТВЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (КОНДАЛИТОВ) УМБИНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)..... 128

Н.И. Волкова, А.В. Травин, Д.С. Юдин

ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНДИКАТОР СУБДУКЦИОННО-АККРЕЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ..... 131

О.И. Володичев, Т.И. Кузенко

ДРЕВНЕЙШИЕ НА ЗЕМЛЕ ЭКЛОГИТЫ – ПРОГРАДНЫЕ И РЕТРОГРАДНЫЕ ТРЕНДЫ ЭВОЛЮЦИИ,
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (КАРЕЛИЯ, РАЙОН С. ГРИДИНО)..... 134

Т.В. Володькова

ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИАМУРЬЯ ПО ДАННЫМ
АЭРОГАММАСПЕКТРОМЕТРИИ..... 138

А.А. Воронцов, Г.С. Федосеев, А.В. Травин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОВ, ДОЛЕРИТОВ И РИОДАЦИТОВ В
МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЕ..... 141

А.Б. Вревский

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА:
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ..... 144

Л.В. Генералова, В.Г. Пащенко, В.Б. Степанов, Д.А. Шушков

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ТРОСТЯНЕЦКИХ ВУЛКАНИТОВ (УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ)..... 147

В.А. Глебовицкий, И.С. Седова

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ..... 151

М.З. Глуховский, Т.Б. Баянова, М.И. Кузьмин

РОЛЬ РОТАЦИОННО-ПЛУМОВОГО РЕЖИМА В ФОРМИРОВАНИИ НЕОАРХЕЙСКИХ ГРАНИТОВ И
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)..... 155

М.З. Глуховский, М.И. Кузьмин

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ИМПАКТНО-ТРИГГЕРНЫЙ И ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ПОСТИМПАКТНЫЙ МАГМАТИЗМ НА
СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (КОТУЙКАНСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА)..... 158

М.А. Гоголев

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КСЕНОЛИТОВ И АВТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО НЕККА ИГНОЙЛЬСКОЙ
ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПОСТРОЙКИ (Ц. КАРЕЛИЯ)..... 162

И.И. Голубева, Л.В. Махлаев

Г-ГРАНИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА..... 164

Б.И. Гонгальский

РАЗНОФОРМАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 166

М.П. Гора, А.Я. Шевко, Л.М. Житова

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЖИМА ГАЗОВОЙ ФАЗЫ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИХ
ФЛЮИДОВ ПЛАТРИФА, БУШВЕЛЬДСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮАР..... 169

Н.С. Горбачев, А.В. Костюк, Д.М. Султанов

ПЛАВЛЕНИЕ ФЛЮИДСОДЕРЖАЮЩЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ: ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И
СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ P И T (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)..... 171

Н.А. Горячев, Б.Ф. Палымский

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА..... 174

М.В. Грознова., Л.Н. Козарко, Ю.А. Костицын

РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND И RB-SR ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД ЛОВОЗЁРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА..... 176

Ю.Л. Гульбин

КИНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПОРФИРОБЛАСТЕЗА: РОЛЬ ДИФфуЗИОННОГО ЛИМИТА ПРИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ..... 178

А.И. Гусев

РУДОНОСНОСТЬ ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ..... 181

Н.И. Гусев, С.П. Шокальский

СУБДУКЦИОННЫЙ И КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ОБЛАСТИ..... 184

Б.Б. Дамдинов

ТИПЫ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА..... 188

Л.А. Данилевская

ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА КАЧЕСТВО КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА)..... 191

Ю.В. Денисова

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КОЖИМСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА..... 194

В.Н. Деч, В.С. Семенов

МЕТОДЫ ТЕОРИИ САМООРГАНИЗАЦИИ ОТКРЫТЫХ СИСТЕМ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД..... 195

А.В. Дмитриева

СЯРГОЗЕРСКИЙ УМЕРЕННОЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)..... 198

К.Н. Докукина, А.Н. Конилов

ПЕРВАЯ НАХОДКА МАГНИЙ- И ТИТАНСОДЕРЖАЩЕГО ДЮМОРТЬЕРИТА В АССОЦИИ С КВАРЦЕМ, КИАНИТОМ И КОРУНДОМ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)..... 202

Н.А. Доронина

ТР – ПАРАМЕТРЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В РИФЕЙСКОЙ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)..... 204

М.И. Дубровский

О КРИЗИСЕ В "МАГМАТИЧЕСКОЙ" ПЕТРОЛОГИИ..... 207

О.А. Дюжиков

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА..... 210

И.А. Житникова, Т.А. Мыскова, С.Л. Пресняков, П.А. Львов

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И СОСТАВ МЕЗОАРХЕЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНО-ВЫГОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ..... 213

И.Л. Жуланова

ТРЕНДЫ ГРАНИТИЗАЦИИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ МИГМАТИТОВ..... 215

С.В. Зиновьев

РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩАЯ И РУДОЛОКАЛИЗУЮЩАЯ РОЛЬ ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ ТИШИНСКОГО И РИДДЕР-СОКОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ)..... 218

Н.Н. Зинчук

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА
В ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ..... 221

В.Л. Иванова

СТЕКЛООБРАЗОВАНИЕ В МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ..... 225

В.И. Иващенко

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОРОГЕННЫХ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ
СИСТЕМАХ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА..... 227

Л.Я. Кабанова

МИГМАТИТЫ: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ..... 230

А.А. Калинин, Б.Ю. Астафьев, О.А. Воинова

МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТИХШЕОЗЕРСКОМ
ЗЕЛЕНОКАМЕННОМ ПОЯСЕ..... 233

Е.Н. Каменев, В.С. Семенов, В.А. Маслов, Н.Л. Алексеев

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЩИТА..... 235

О.А. Карась, В.А. Пахомова

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА ДАЛЬНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРА
(ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ..... 238

В.К. Каржавин

АЛМАЗООБРАЗОВАНИЕ. НОВЫЕ АСПЕКТЫ..... 241

Т.В. Каулина, Л.И. Нерович, Д.В. Елизаров, Л.М. Лялина

ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ
ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА)..... 244

Н.Ф. Каячев

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТОВ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО
ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА..... 247

В. П. Кирилюк

СТРАТИГЕННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЩИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ СПЕЦИФИЧЕСКИХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ..... 250

В.Ю. Кирьянов

СУПЕРВУЛКАН ЙЕЛЛОУСТОН – ОЖИДАЕМАЯ КАТАСТРОФА..... 254

Е.В. Кислов

РИФЕЙСКИЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И СВЯЗАННОЕ С НИМ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-
МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ..... 256

С.Г. Ковалев, Е.А. Тимофеева

ЭКЛОГИТЫ МАКСЮТОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА: ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ..... 259

Е.Н. Козлов, Е.Н. Фомина

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ПОРОД ЭКЗОКОНТАКТА ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО
КОМПЛЕКСА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) 263

Н.Е. Козлов, Е.В. Мартынов

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ..... 265

<i>В.М. Козловский</i>	
ВЫСОКОБАРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА.....	267
<i>В.М. Козловский, А.Л. Кулаковский, Ф.П. Митрофанов, Ю.А. Морозов, А.И. Смольская</i>	
ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА В ЛОКАЛЬНЫХ ЗОНАХ ДЕФОРМАЦИЙ.....	271
<i>Т.В. Козулина</i>	
СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО САНГИЛЕНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА.....	275
<i>Л.Р. Колбанцев</i>	
Х.Г. БАКЛУНД (1878-1958) -- РОССИЙСКИЙ, ФИНСКИЙ И ШВЕДСКИЙ ПЕТРОГРАФ.....	278
<i>А.Б. Кольцов</i>	
НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАСОМАТОЗА ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАСТВОР-ПОРОДА.....	280
<i>Н.И. Кондрашова</i>	
ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ: МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ.....	283
<i>Д.Л. Конопелько</i>	
КОШРАБАДСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ В УЗБЕКИСТАНЕ: ПЕТРОГЕНЕЗИС, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ.....	286
<i>Е.В. Коптев-Дворников, Н.С. Арьяева, Бычков Д.А., М.И. Корина</i>	
СУЛЬФИДНЫЙ ТЕРМОБАРОМЕТР ВЫСОКОЙ ТОЧНОСТИ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ СУЛЬФИД-СИЛИКАТНОЙ ЛИКВАЦИИ: МЕТОД ВЫВОДА И ВЕРИФИКАЦИЯ.....	287
<i>С.П. Кориковский</i>	
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТАПЕЛИТОВ, ГНЕЙСОВ И ГРАНИТОИДОВ В УСЛОВИЯХ ЭКЛОГИТОВОЙ ФАЦИИ	291
<i>В.Г. Кориневский</i>	
МАГМАТИЧЕСКИЕ СКАПОЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР НА УРАЛЕ.....	294
<i>Т.Я. Корнев</i>	
ДЕБАСИАЛИЗ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИТОВ.....	298
<i>Н.Е. Король</i>	
ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ	302
<i>Ю.А. Корчак, Я.А. Пахомовский, В.Н. Яковенчук, Г.Ю. Иванюк</i>	
ПЛАТОБАЗАЛТЫ В ЛОВОЗЕРСКОМ И ХИБИНСКОМ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ).....	305
<i>А.В. Костюк, Н.С. Горбачев</i>	
ЭКСТРЕМАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР БАРИЧЕСКОЙ ЗАВИСИМОСТИ РАСТВОРИМОСТИ СЕРЫ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ).....	309
<i>Л.Н. Котова, В.Н. Подковыров</i>	
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЕВИЙСКИХ И СВЕКОФЕННСКИХ МЕТАВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ.....	312

М.Т. Крупенин, А.Б. Кольцов

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ
ЗОНАЛЬНОСТИ НА САТКИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАГНЕЗИТОВ..... 315

О.В. Кувикас, М. Накагава, Г.П. Авдейко

ОСОБЕННОСТИ ПОПЕРЕЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ
ОСТРОВНОЙ ДУГИ, ОЦЕНКА ВКЛАДА СУБДУКЦИОННЫХ КОМПОНЕНТОВ В МАГМООБРАЗОВАНИЕ..... 318

Н.М. Кудряшов, М.Н. Петровский, А.В. Мокрушин, Д.В. Елизаров

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО САНУКИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА КОЛЬСКОГО
РЕГИОНА..... 320

А.А. Кузнецов

МАГМАТИЗМ, МЕТАМАГМАТИЗМ И МЕТАСОМАТИЗМ: ПРИРОДА И (ПАРА)ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ В
СВЕТЕ МОДЕЛИ ИЗНАЧАЛЬНО «ГИПЕРГОРЯЧЕЙ» ЗЕМЛИ..... 324

В.К. Кузьмин, Е.С. Богомолов

ИСТОЧНИКИ ПРОТОЛИТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ: SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
СВИДЕТЕЛЬСТВА 327

Л.В. Кулешевич

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ В
ШИР-ЗОНАХ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАРЕЛИИ..... 331

В.С. Куликов, В.В. Куликова, Я.В. Бычкова

КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ОСНОВНЫХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ НОРМАЛЬНОЙ
ЩЕЛОЧНОСТИ (НОВЫЙ ВЗГЛЯД)..... 335

В.В. Куликова, В.С. Куликов

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА "СОЛОМЕНСКОЙ" АССОЦИАЦИИ: БРЕКЧИИ, ЛАВЫ, МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ
ДАЙКИ..... 339

Е.Л. Кунакузин, Т.Б. Баянова, Е.С. Борисенко

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА..... 343

П.П. Курганьков, И.А. Кузьмин

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТРАНСПОРТЕРОВ АЛМАЗОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ..... 346

И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ: ФАКТЫ И
АРГУМЕНТЫ..... 349

Г.А. Кучеровский, Н.А. Арестова, Л.В. Матвеева, В.П. Чекулаев, Е.Н. Лепёхина

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ АРХЕЙСКИХ МАФИТОВЫХ ДАЕК В РАЙОНЕ ПАЛАЯ ЛАМБА..... 353

О ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСАХ МЕЗОЗОЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Б.Н. Абрамов

(Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, b_abramov@mail.ru)

В рудных полях мезозойских золоторудных месторождений Восточного Забайкалья широко развиты дайковые комплексы пород. Эти месторождения, образованные в результате коллизионных процессов в J_{2-3} время, пространственно приурочены к Монголо-Охотской сутуре [1]. Образование золоторудных месторождений происходило в сходных обстановках. На это указывает следующее:

- 1) формирование их происходило в островодужной обстановке;
- 2) парагенетическая связь золотого оруденения с позднеюрскими интрузивными комплексами (амуджиканский, шахтаминский);
- 3) одинаковый состав пород дайкового комплекса разных месторождений;
- 4) антидромная схема магматизма пород дайкового комплекса;
- 5) близкий временной интервал даек;
- 6) генетическая и парагенетическая связь золотого оруденения с дайками гибридных порфиритов и лампрофиров;
- 7) принадлежность пород дайковых комплексов к высококаалиевой известково-щелочной серии;
- 8) широкое развитие в рудных полях флюидно-эксплозивных образований и зон кварцево-турмалиновой минерализации.

В рудных полях золоторудных месторождений отмечается следующая относительно выдержанная временная последовательность образования даек: гранит-порфиры → кварцевые порфиры → диоритовые порфиры → гибридные порфиры + лампрофиры. Золотое оруденение по времени образования наиболее близко к гибридным порфирам и лампрофирам и имеет с ними парагенетическую и генетическую связь [2-5]. На месторождении Амурская дайка (Карийское рудное поле) промышленное золотое оруденение развито в дайках гибридных порфиритов, в Средне-Голготайском месторождении дайки лампрофиров являются внутрирудными.

Петрохимические особенности интрузивных образований золоторудных месторождений свидетельствуют об их формировании в островодужной обстановке.

На бинарной диаграмме $K_2O - SiO_2$ интрузивные образования золоторудных полей соответствуют высококаалиевой известково-щелочной серии, некоторые дайки гибридных порфиритов и лампрофиров – шошонитовой серии. Это указывает на существование мантийного источника их формирования [6].

Ранее выявлено, что в островодужных системах других регионов при антидромном развитии магматизма и смешении магм происходит формирование гибридных образований [3, 7]. Образование гибридных порфиритов, лампрофиров и диоритовых порфиритов происходило в результате смешения магм кислого и основного составов. На это указывает наличие в дайках диоритовых порфиритов обратной зональности во вкрапленниках плагиоклаза, образование которых возникает при растворении кислого плагиоклаза в более основном расплаве [8], а также – присутствие в дайках гибридных порфиритов крупных овоидов калиевого полевого шпата с обтеканием их плагиоклаз-амфиболовым базисом [2].

Выявлено, что образование интрузии гибридного состава могло возникнуть вследствие смешения в узких зонах глубинных разломов мантийной щелочной оливин-базальтовой и палингенной гранитной магм [9]. Участие смешения базитовых и кремнекислых магм в развитии рудоносных медно-молибден-порфировых комплексов характерно также и для мезозойских молибденовых месторождений Восточного Забайкалья [10].

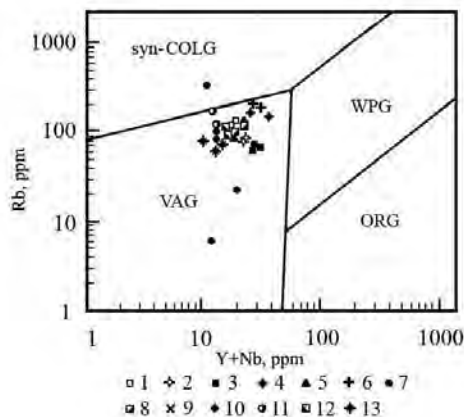


Рис. Дискриминационная диаграмма Rb – Y+Nb для гранитоидов. Поля на диаграммах: syn-COLG – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов.

Дайковый комплекс золоторудных месторождений. Илинское месторождение: 1 – кварцевые порфиры, 2 – гранит-порфиры, 3 – диоритовые порфиры; Андрушшинское месторождение: 4 – гранит-порфиры, 5 – диоритовые порфиры, 6 – граниты шахтаминского комплекса; Средне-Голготайское месторождение: 7 – диоритовые порфиры, 8 – лампрофиры, 9 – монзониты (шток); Ключевское месторождение: 10 – диоритовые порфиры, 11 – гибридные порфиры, 12 – лампрофиры, 13 – граниты амуджиканского комплекса.

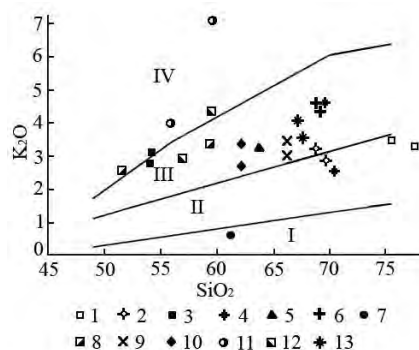


Рис. Соотношение $K_2O - SiO_2$ в интрузивных образованиях золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. Поля интрузивных серий на диаграмме: IV – шопонитовая, III – высококалиевая известково-щелочная, II – среднекалиевая известково-щелочная, I – островодужная толеитовая. Условные обозначения на рис «Дискриминационная диаграмма Rb – Y+Nb для гранитоидов».

Анализ распределения РЗЭ показывает, что породы дайкового комплекса являются производными различных магматических очагов, которые отличались количеством и набором минералов-адсорбентов РЗЭ. Так, дайки кислого состава характеризуются большим разбросом значений легких лантаноидов и очень незначительным – тяжелых РЗЭ, дайки диоритовых порфиров – равномерным распределением РЗЭ, гибридные порфиры и лампрофиры – незначительным разбросом концентраций лантаноидов.

Данные абсолютного возраста указывают на образование даек в средне-позднеюрское время. В этот период происходило образование золоторудного оруденения (168-140 млн. лет)

[11]. С дайками лампрофиров и гибридных порфиров парагенетически связано золотое оруденение. В единичных случаях они являются рудовмещающими (участок Амурская дайка Карийского месторождения). Здесь на дайки гибридных порфиров наложено золотое оруденение.

Таким образом, мезозойские золоторудные месторождения Восточного Забайкалья были образованы в островодужной обстановке. На единые условия их формирования указывает следующее: сходный состав интрузий, близкий временной интервал образования, антидромная направленность их формирования. В целом выдерживается следующая последовательность образования даек: кварцевые порфиры → гранит-порфиры → диоритовые порфириты → гибридные порфириты + лампрофиры. С заключительными стадиями формирования дайкового комплекса (гибридные порфириты, лампрофиры) связано образование золотого оруденения. Анализ распределения РЗЭ показывает, что породы дайкового комплекса являются производными различных магматических очагов.

Литература

1. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 104-112.
2. Бородаевская М.Б. // Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая. 1956. № 6. С. 70-91.
3. Литвинов В.Л., Соломин Ю.С. // Известия Вузов. Геология и разведка. 1973. № 6. С. 56-53.
4. Даниелянц С.Е., Ляхов Ю.В. // Известия Вузов. Геология и разведка. 1975. №5. С. 94-103.
5. Плюснин Г.С., Спиридонов А.М., Литвинцев К.А. и др. // Доклады Академии наук СССР. 1988. Т. 307. №4. С. 967-971.
6. Соловьева Л.В. // Геология и геофизика. 1972. №8. С. 21-33.
7. Сотников В.И. // Геология и геофизика. 2006. Т. 46 № 3. С. 355-363.
8. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск.: Академическое издательство «Гео», 2006. 291 с.
9. Плюснин Г.С., Спиридонов А.М., Литвинцев К.А. и др. // Доклады Академии наук СССР. 1988. Т. 307. №4. С. 967-971.
10. Сотников В.И. // Геология и геофизика. 2006. Т. 46 № 3. С. 355-363.
11. Борисенко А.С., Жмодик С.М., Наумов Е.А., Спиридонов А.М., Берзина А.Н. // Материалы конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М. ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1 С. 82-83.

ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ (SR, ND, PB) МЕТАСОМАТИТОВ И АССОЦИИРУЮЩЕЙ КАССИТЕРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОХОВОЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Абушкевич

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, v.s.abushkevich@ipgg.ru)

Одной из важнейших проблем современной фундаментальной геологической науки и, в частности, изотопной геохимии, является выявление источника рудной минерализации, как правило, ассоциирующей с гранитоидами, степени мантийно-корового взаимодействия при ее формировании, а также характера генетических связей с гранитоидным магматизмом. В рамках настоящего исследования нами предпринята попытка подойти к решению этой проблемы на примере всестороннего (геохронологического, изотопно-геохимического) изучения многостадийных метасоматитов, развитых в пределах гранитоидов Бамбукойского комплекса (Западное Забайкалье) и ассоциирующей с ними касситеритовой минерализации.

На основе детального петрографического изучения установлено, что породы месторождения Моховое, вмещающие касситеритовое оруденение, представляют собой метасоматиты многостадийного развития: (1) наиболее ранние карбонат-магнетитовые метасоматиты; (2) последующие метасоматические преобразования выразились в образовании калиевополевошпатовых метасоматитов; (3) а на следующем этапе – альбититов. Завершающим процессом, с которым, вероятно, связано касситеритовое оруденение, явилось гидротермально-метасоматическое преобразование, выраженное в окварцевании и серицитизации (4).

Таким образом, выявлено, по меньшей мере, три этапа метасоматического преобразования исходных пород, завершающееся гидротермально-метасоматическим процессом, который определил металлогеническую специализацию объекта.

Задача оценки возраста метасоматитов сводилась к определению возраста исходного или наиболее раннего метасоматического процесса и позднего кварц-серицитового. Важным этапом проведения изотопных исследований явилось определение возраста формирования рудной минерализации (касситерит, магнетит) метасоматитов месторождения Моховое. Для решения поставленных задач были применены Rb-Sr и Sm-Nd методы датирования на породном и минеральном уровне.

Наиболее древние значения возраста для метасоматитов зафиксированы при изучении Sm-Nd изотопной системы. Так, фигуративные точки составов, отвечающие валовым пробам изучаемых пород, образуют эрохрону с возрастом 602 ± 64 Ма (рис. 1). Полученный возраст близок (в пределах погрешности) к возрасту формирования собственно гранитоидов Бамбукойского комплекса (727 ± 22 Ма) и, вероятно, отражает возраст образования наиболее ранних типов метасоматитов. При изучении Rb-Sr изотопной системы рассматриваемых пород фигуративные точки составов, отвечающие валовым пробам метасоматитов, образуют эрохрону с возрастом 276 ± 25 Ма (рис. 2). Полученный возраст, вероятно, соответствует наиболее позднему термальному процессу в пределах изучаемого региона и отвечает времени завершающего этапа преобразования пород – гидротермально-метасоматической проработке, с которой, вероятно, связано продуктивное касситеритовое оруденение. Важно заметить, что тот же возраст, в пределах погрешности, а именно 280 Ма фиксируется на минеральном уровне в гранитоидах Бамбукойского комплексов.

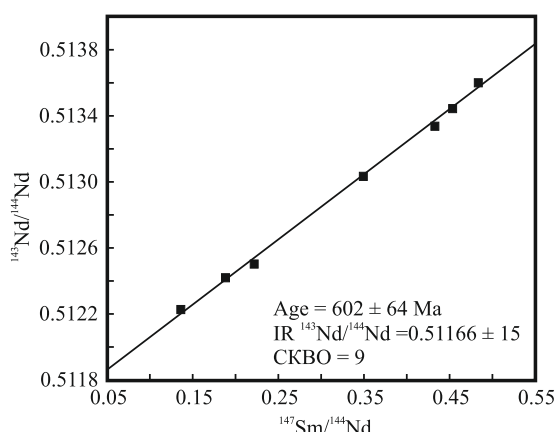


Рис. 1. Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ демонстрирует эрохрону для валовых проб оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

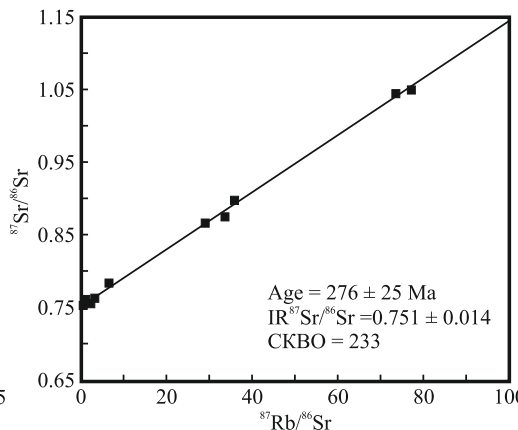


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ демонстрирует эрохрону для валовых проб оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

Геохронологические исследования рудной минерализации (касситерит, магнетит) метасоматитов показали, что фигуративные точки составов, отвечающие пробам касситеритов, соответствуют изохронной модели и определяют возраст его формирования в интервале 295.9 ± 6.2 Ма, при $\text{IR}(\text{Sr}) = 0.74127 \pm 13$ и $\text{CKBO} = 1.4$ (рис. 3). Сходный возраст формирования касситеритов (в пределах погрешности) демонстрирует Sm-Nd метод датирования (313 ± 21 Ма, при $\text{IR}(\text{Nd}) = 0.512065 \pm 47$ и $\text{CKBO} = 0.78$) (рис. 4).

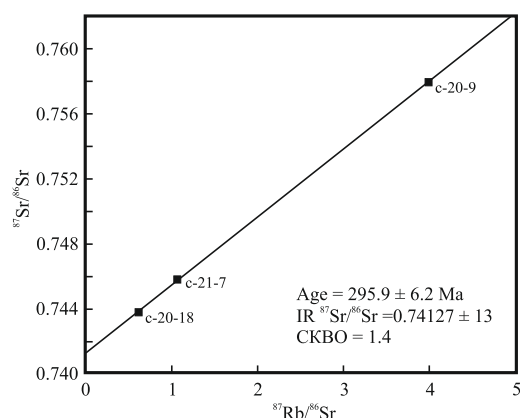


Рис. 3. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для касситеритов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

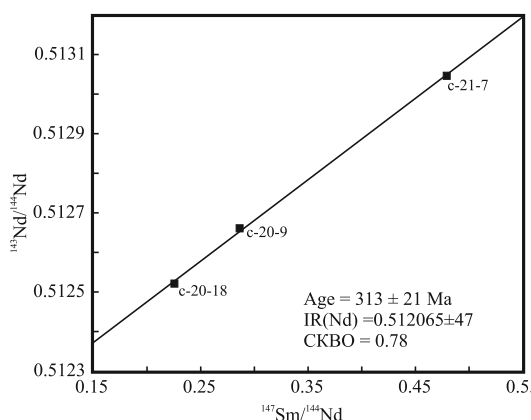


Рис. 4. Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для касситеритов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

Установленные значения возраста формирования касситерита на основе изучения двух изотопных систем утверждают связь касситеритовой минерализации с поздним гидротермально-метасоматическим этапом преобразования пород и окончательно устанавливают возраст этого процесса. В свою очередь, фигуративные точки составов магнетитов образуют эрохрону с возрастом в интервале 293 ± 17 Ma (рис. 5). Учитывая, что магнетитовый метасоматоз относится к наиболее раннему метасоматическому процессу, неполное переуравновешивание Rb-Sr изотопной системы магнетитов вполне допустимо. Однако, при исследовании Sm-Nd изотопной системы фигуративные точки составов, отвечающие магнетитам, указывают на соответствие изохронной модели и определяют возраст формирования минерала в интервале 484 ± 17 Ma, при IR(Nd) = 0.511746 ± 40 и CKBO = 0.26 (рис. 6).

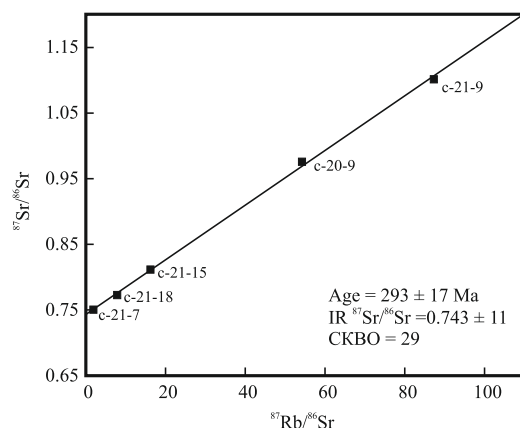


Рис. 5. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для магнетитов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

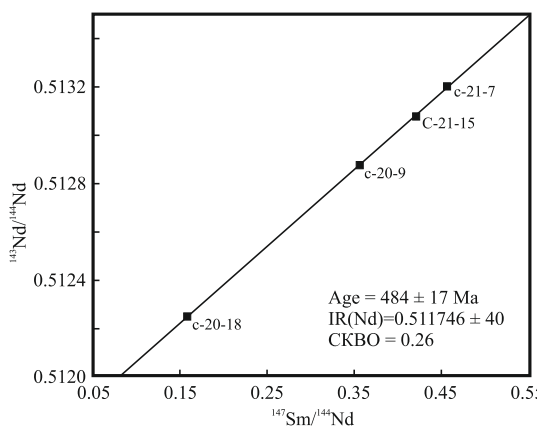


Рис. 6. Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для магнетитов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

Полученный ранее возраст 602 ± 64 Ma для валовых проб метасоматитов, вероятно, отражает неполное переуравновешивание Sm-Nd изотопной системы при начальном этапе метасоматических преобразований (карбонат-магнетитовые метасоматиты) или фиксирует

наиболее ранний этап – амфиболизацию. Выявленный возраст формирования магнетита, вероятно, указывает на время проявления первого этапа метасоматоза и образование карбонат-магнетитовых метасоматитов. Поскольку последующие метасоматические преобразования были низкотемпературным, Sm-Nd изотопная система магнетитов оставалась закрытой.

Впервые нами была предпринята попытка подойти к решению проблемы выявления источников и степени мантийно-корового взаимодействия при формировании оловоносных метасоматитов месторождения Моховое. Проведенные изотопные исследования (Sr, Nd, Pb) выявили следующие особенности:

- метасоматиты характеризуются высокими первичными отношениями стронция 0.751 ± 0.014 , что в совокупности с изотопными характеристиками Nd, а именно, отрицательным значением величины $\epsilon Nd(600)$ ($-2.4 - -4.6$), указывает на существенно коровую природу агентов, воздействующих на породу. При этом, следует отметить, что изотопные характеристики гранитоидов Бамбукойского комплекса характеризуются значительно большей деплетированностью по Sr ($IR(Sr) = 0.70417$) при сходных по Nd ($\epsilon Nd(727)$ ($-2.8 - -4.2$);

- следует отметить аномально высокие значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения ($0.1886-0.4591$) как для рудных минералов, так и для породы в целом, указывающее, вероятно, на воздействие ювенильного источника. Подобные аномальные значения фиксируются в редкометальных гранитах мезозойского возраста на территории Забайкалья и ряде других редкометальных провинций фанерозоя [1, 2]. Следует отметить, что рудные минералы характеризуются несколько большей деплетированностью по Nd и Sr, чем вмещающие их метасоматиты;

- исследование Pb-Pb изотопной системы полевых шпатов метасоматитов выявило неоднородность источников последних (рис. 7).

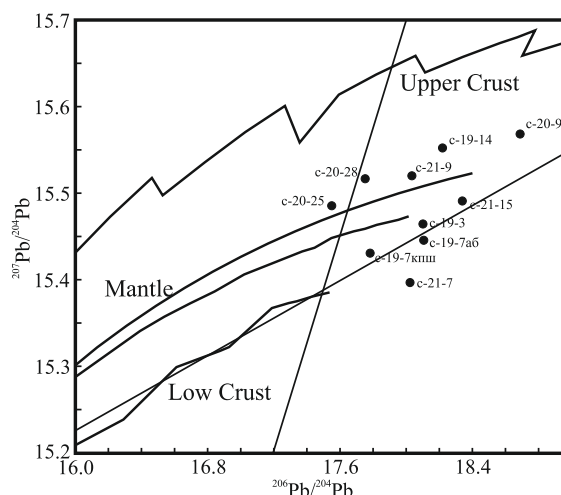


Рис. 7. Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ для калиевых полевых шпатов оловоносных метасоматитов месторождения Моховое (Бамбукойский гранитный комплекс)

Из рисунка видно, что фигуративные точки составов, отвечающие полевым шпатам из различных типов метасоматитов, занимают обособленное положение. Так, альбититы соответствуют в большей степени нижнекоровому источнику, в то время как калиевополевошпатовые метасоматиты фиксируют среднее положение между мантийным и

верхнекоровым источником. Таким образом, учитывая многостадийность и разновременность проявления метасоматических процессов, можно, вероятно, говорить о различных источниках воздействующего на породы вещества на разных этапах метасоматических преобразований.

Таким образом, на основе петрографического и изотопно-геохимического изучения оловоносных метасоматитов месторождения Моховое и связанной с ними рудной минерализации установлена многостадийность проявления метасоматических процессов, выявлены временные рамки проявления метасоматических процессов и возраста формирования рудной минерализации, показано воздействие различных источников на разных этапах метасоматоза. При этом, вероятно, наиболее поздний этап метасоматических преобразований, с которым связано оловянное оруденение, обусловлен нижнекоровым источником.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №12-05-00926).

Литература

1. Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб: Наука, 2007, 147 с. 2. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Томас Р., Трамболл Б. // Петрология, 2008, Т.16, №3, с.317-330.

ТИПЫ ВУЛКАНИЗМА СОВРЕМЕННЫХ ЗОН СУБДУКЦИИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Г. П. Авдейко, О. В. Кувикас, А. А. Палуева

(Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Камчатский государственный университет,
Петропавловск-Камчатский, gavdeiko@kscnet.ru)

В зонах субдукции по условиям магмообразования разными авторами выделяются три типа вулканизма: флюидный, адакитовый и *NEB*, связанные с разными этапами вулканизма и разными геодинамическими условиями.

1. Наиболее распространенный флюидный тип представлен типичными островодужными породами. Он проявляется в условиях стационарного режима субдукции при глубине до кровли субдуцируемой плиты в интервале около 100 - 200 км. В некоторых районах, в частности в Курильской островной дуге, известны только породы этого типа, на Камчатке же они составляют более 90% объема изверженных пород.

Во первых, субдукционных моделях магмообразование связывали с плавлением субдуцируемой плиты. В последующие годы было установлено, что температуры погружающейся части плиты, т.е. слэба недостаточны для плавления, а образование магм и формирование их геохимической специфики связано с плавлением перидотита мантийного клина, метаморфизованного флюидами из поддвигаемой океанической плиты [1]. Для Курильской островной дуги было показано, что фронтальная и тыловая зоны вулканизма связаны с двумя уровнями дегидратации водосодержащих минералов и, соответственно, двумя зонами магмообразования [2]. Новые высокоточные геохимические данные и более современные математические модели структуры поля температур позволили сделать вывод, что слэб является не только поставщиком флюидов в мантийный клин, но и расплава из тыловых, более глубоких и более горячих частей слэба (рис. 1). Была предложена методика расчета вклада субдукционных и несубдукционных источников в формирование

родоначальных магм и их геохимической специфики [3]. В докладе будут приведены результаты таких расчетов для Курило-Камчатской субдукционной системы. Плавающим субстратом служат перидотиты мантийного клина, обогащенные некогерентными редкими элементами из слэба: крупноионными литофилами (*LILE*) – *Rb*, *Sr*, *Ba*, а также *U*, *Th*, *Ba*, *Cs*, *Pb*, легко мобилизуемые флюидами из слэба. При более высоких температурах к флюиду добавляется расплав парциального плавления слэба.

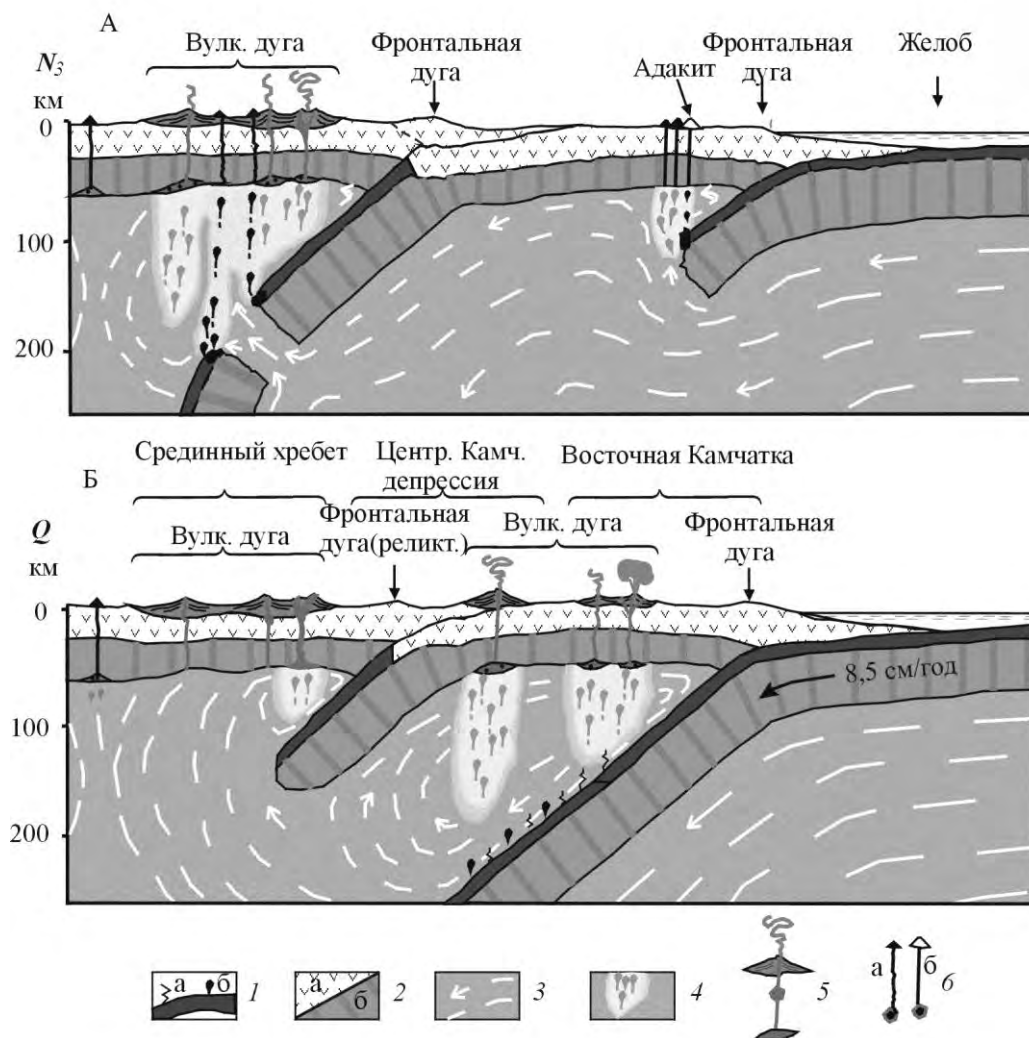


Рис 1. Гипотетические разрезы эволюционного развития Камчатки на конец миоцена (А) и на современное время (Б)

1 – Океаническая кора с отделяющимися флюидом (а) и расплавом (б); 2 – континентальная кора (а) и литосферная часть мантии (б); 3 – астеносфера; 4 – зона магнеобразования; 5 – вулканы островодужного типа с промежуточными очагами; 6 – вулканы *NEB* (а) и адакитового (б) типов с очагами.

Геохимическим показателем субдукции и участия осадков в субдукционном магматизме является изотоп ^{10}Be , встречающийся в вулканических породах островных дуг. Низкие содержания *Nb* и *Ta* и, соответственно, наличие глубокого *Ta-Nb* минимума на

спайдердиаграмме порода / MORB является характерной чертой этого типа субдукционного вулканизма, т.к. Nb и Ta , в соответствии с экспериментальными данными, не мобилизуется флюидами.

Наиболее глубокий $Ta-Nb$ минимум характерен для фронтальной зоны, где основным субдукционным компонентом является водный флюид, а в тыловой зоне, где к флюиду добавляется расплав, $Ta-Nb$ минимум менее глубокий.

2. Адакитовый тип вулканизма характерен для начальной и, вероятно, конечной стадий субдукции при глубине до кровли субдукционной плиты 60-90 км. и при косой субдукции. Термин «адакиты» предложен для средних и кислых пород, образованных путем непосредственного плавления молодой и, соответственно, горячей океанической коры [4]. Затем, во многих районах зон субдукции Тихоокеанского кольца появились данные об образовании адакитов при субдукции сравнительно старой и, соответственно, холодной океанической плиты.

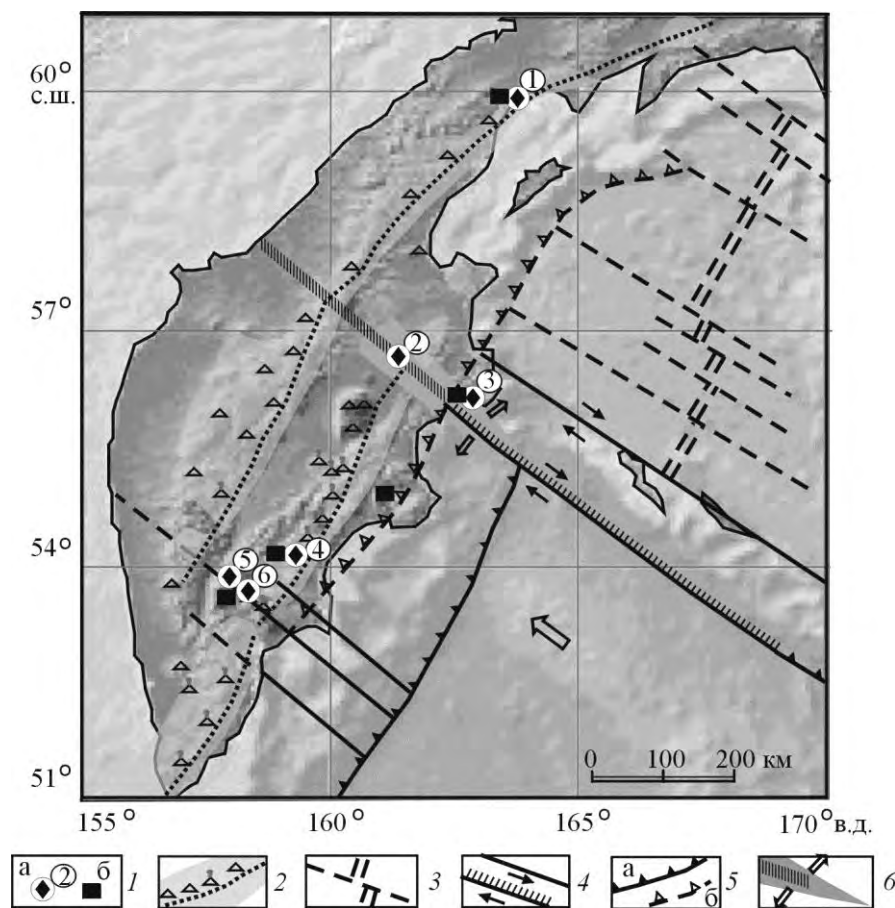


Рис. 2. Местоположение адакитов и NEB-лав в Восточно-Камчатской зоне субдукции.

1 – Адакиты(а) и NEB-лавы (б) Э цифры на карте : 1 – р-н р. Валовая, 2 – вулк. Шивелуч, 3 – п-ов Камчатского мыса, 4 – Восточная Камчатка, 5 – безымянный вулкан, 6 – вулк. Бакенинг; 7 – вулканические дуги; 8 – зона спрединга и трансформные разломы Командорской котловины; 9 – трансформные разломы; 10 – глубоководный желоб (а) и палеожелоб (б); 11 – зона растяжения разлома Стеллера с субдукционным окном.

Например, возраст Тихоокеанской плиты в Камчатской зоне субдукции более 90 млн. лет, а адакиты встречаются довольно часто (рис. 2). Это объясняется тем, что в начальный период субдукции (рис. 1) и при косой субдукции с образованием субдукционных окон происходит разогрев субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой. Для адакитов характерно низкое <56% содержание SiO_2 , низкое содержание Y и тяжелых редкоземельных элементов, причиной которых является наличие граната и, в меньшей степени, горнблендита и клинопироксена в источнике. За счет плавления плагиоклаза и наличия титаносодержащих минералов в источнике адакитовый расплав характеризуется высоким содержанием Sr и низким содержанием высокочarged элементов (HFSE). Наиболее типичным показателем адакитов является высокое, более 20 Sr/Y отношение. В парциальных выплавках из слэба наблюдается низкое содержание MgO < 3%, но адакитовый расплав при подъеме взаимодействует с вышележащей мантией, в результате чего отмечаются более высокие содержания MgO вплоть до магнезиальных андезитов, как, например, на о. Адак (Аляска) и на п-ове Камчатского мыса.

3. *NEB* тип (Nb enriched basalt) или HNB тип (high-Nb basalts) или NEAB тип (Nb enriched arc basalts). Все эти названия свидетельствуют об обогащении Nb и Ta в различных количественных пропорциях, однако, как правило, речь идёт о едином процессе обогащения Nb магм в субдукционных обстановках. Источником Nb может быть либо обогащение OIB компонентом, либо взаимодействие с адакитовым расплавом [5]. *NEB* тип часто встречается в ассоциации с адакитами (вулканические дуги Северной, Центральной и Южной Америки, Филиппин, Камчатки). Плавающим субстратом является подсубдукционный горячий перидотит, метаморфизованный адакитовым расплавом и в меньшей степени флюидом из слэба. Условия для образования *NEB*-лав возникают в начальном или конечном этапах субдукции. (рис. 1), при повышенных температурах астеносферы, когда возможно образование мантийных диапиров или небольших мантийных плюмов. Для пород *NEB*-типа характерен щелочной состав и высокое содержание некогерентных редких элементов [5]. От пород флюидного типа их отличает отсутствие Ta-Nb минимума на спайдерграммах породе / *MORB*, обусловленное плавлением Ti-содержащих минералов, в первую очередь рутила. Щелочной состав пород, связанный с низкой степенью парциального плавления и отсутствие Ta-Nb минимума сближают породы *NEB* типа с внутриплитными породами океанических островов (*OIB*).

Возможны три сценария образования *NEB*-лав: (1) при взаимодействии адакитового расплава головной части слэба с горячей астеносферой в начальный период субдукции или в пределах субдукционного окна; (2) возникновение в головной части слэба небольшого мантийного плюма в соответствии с экспериментальными данными [6]; (3) разогрев мантии и литосферы перед субдукцией по флексурной модели [7]. Разогрев литосферы и мантии может быть причиной дополнительного тепла и для образования адакитов, и для формирования небольшого мантийного плюма типа “andersonian”, производящего *NEB*-лавы. Эти сценарии образования *NEB*-лав не являются альтернативными и могут дополнять друг друга.

Работа выполнена при поддержке проектов ДВО : 12-III-A-08-163; 12-III-B-08-171

Литература

1. Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics. New-York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
2. Авдейко Г. П. // Геотектоника. 1994, №2. С.19-32.
3. Pearce J. A., Stern R. J., Fryer P. // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2005. V. 6. № 7. P. 1-27.
4. Defant M. J., Drummond M. S. // Nature. 1990. V. 347. P. 662-665.
5. Hastie A. R., Mitchell S. F., Kerr A. C., et al. // Geochimica et Cosmochimica Acta 75 (2011) 5049-5072.
6. Faccenna C., Becker Th. W., Lallemand S., Lagabriele Y., Funicello F., Piromallo C. // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 299. Iss. 1-2. P. 54-68.
7. Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J., Abe N., Ingle S. P., Kaneona I., Hirata T., Kimura J.-I., Ishii T., Ogawa Y., Machida A., Suyehiro K. // Science. 2006. V. 313. P. 1426-1428.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР: УСЛОВИЯ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ИРКУТНОМ БЛОКЕ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА

П. Я. Азимов¹, Л. З. Резницкий², В.И. Левицкий³, И. Г. Бараш², Н. Г. Ризванова¹

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

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск; ³Институт геохимии СО РАН, Иркутск)

Для количественных термобарометрических исследований один из важнейших вопросов – степень достижения равновесия между минералами. Реакционные структуры возникают в условиях неравновесности, однако они могут в определённых случаях быть использованы для термобарометрии [1]. Для исследования возможностей термобарометрии с использованием реакционных структур были изучены образцы гнейсов из гранулитов Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента в юго-западной части Сибирского кратона.

Гранулиты Иркутного блока, обнажающиеся вдоль Кругобайкальской железной дороги (КБЖД) – один из известных примеров гранулит-гнейсовой области. Здесь широко развиты двупироксеновые гранулиты основного состава, биотитовые, гранат- и ортопироксен-биотитовые гнейсы, иногда с кордиеритом. Кордиерит входит в состав реакционных кайм вокруг граната [2]. Эти гранулиты изучались многими исследователями [2-8] (см. также предшествующую литературу, цитируемую в этих работах), однако в последнее время основное внимание уделяется определению возраста метаморфизма и происхождения протолита. Условия метаморфизма количественно определялись лишь для кордиерит-содержащих пород [2]. Согласно этим определениям, породы испытали метаморфизм с пиком около 700°C и 5.5 кбар и регрессивные изменения вплоть до 520°C при ~1.5 кбар. Однако такие пиковые условия чересчур малы для гранулитов, широко распространённых здесь, и явно не отвечают пиковым ассоциациям. Это подтверждается и тем, что для определения температуры метаморфизма Л.Л. Перчук использовал гранат-кордиеритовую пару, при том что кордиерит в описанной породе присутствует в составе реакционных кайм. В тоже время уже отмеченное в литературе [3] отсутствие граната в metabazитах района КБЖД и присутствие кордиерита подтверждают умеренно-барический характер метаморфизма. Регрессивная ветвь метаморфизма проявляется в присутствии ассоциаций амфиболитовой фации.

Для количественного изучения условий метаморфизма были отобраны четыре образца: БИ-247 (плаггиоамфиболит с реликтами гранат-биотит-двупироксенового парагенезиса), БИ-296 и БИ-357 (гранат-ортопироксен-биотитовые двуполевошпатовые гнейсы с реакционными биотит-плаггиоклазовыми каймами по гранату), БИ-320 (сильно милонитизированный ортопироксен-биотитовый двуполевошпатовый гнейс с кордиерит-содержащими реакционными келифитовыми каймами по гранату). Породы, подобные БИ-320, в гнейсах шарыжалгайского выступа часто неправильно называются кинцигитами, но ими не являются, так как кордиерит содержат только в реакционных каймах, а силлиманита не содержат вовсе. В обр. БИ-247 пироксены замещаются роговой обманкой и куммингтонитом без образования коронарных структур, но пиковая ассоциация должна указывать на гранулитовый метаморфизм высоких давлений. Это единственная находка граната вместе с двумя пироксенами вдоль КБЖД, тогда как к северу-западу, во внутренних частях Шарыжалгайского выступа, гранат в базитах известен [3,9]. В обр. БИ-296 и БИ-357 гранат псевдоморфно замещается биотит-плаггиоклазовым агрегатом, но зональные короны отсутствуют. В обр. БИ-296 присутствуют также два карбоната, железистый магнезит (брейнерит) и анкерит, причём первый встречается и как первичный, находясь в текстурном равновесии с остальными минералами матрицы, и как вторичный, замещающий

ортопироксен, а анкерит – только как вторичный. БИ-320 отличается милонитовыми структурами, в том числе ленточным кварцем и окаймлёнными порфиробластами граната с σ -структурами. Морфология реакционных кайм в этом образце показывает, что они также формировались в ходе сдвиговой деформации. В более простых каймах по гранату внешняя кайма сложена ортопироксеном, внутри находятся плагиоклаз, биотит и (не всегда) кордиерит, по мере разрастания кайм кордиерит становится обязательным минералом келифитов, а вроски в нём и плагиоклазе образованы ортопироксеном, биотитом, кварцем, ортоклазом. В наиболее равитых каймах отмечаются единичные зёрна шпинели (вместе с ортопироксеном и кордиеритом, вне контакта с кварцем).

Термобарометрические расчёты условий метаморфизма выполнены методом мультиравновесной термобарометрии по программе TWQ [10] с использованием базы данных BA96a [11,12]. Расчёты проведены для составов минералов матрицы, порфиробластов граната и замещающих их реакционных кайм (рис. 1). Расчёты по минералам матрицы вместе с составами порфиробластов граната дают условия пика метаморфизма, а по минералам реакционных кайм вместе с замещаемым гранатом – условия регрессивных изменений. Образец БИ-357 не содержит неизменённых гранатов, и для него по ассоциации гранат-ортопироксен-биотит-плагиоклаз-кварц получены значения начала регрессивной стадии – 670-680°C и 5-6 кбар, близкие к полученным Л.Л. Перчуком. Сходные, но несколько более высокие условия (700-720°C и 5.5 кбар) получены по гранат-кордиерит-ортопироксен-биотит-плагиоклаз-кварцевой ассоциации для ранней стадии развития келифитовых кайм. Использование кайм из того же образца, в составе которых отсутствует кордиерит, приводит к более высоким параметрам метаморфизма – до 770-780°C и 6-7 кбар. Образец БИ-296 для реакционных структур позволяет получить схожие параметры – около 750°C при 5-6 кбар, а для матрицы вместе с порфиробластами – существенно более высокие параметры: до 850-900°C при 8-9 кбар. Высокие давления подтверждаются и присутствием в порфиробластах граната из обр. БИ-320 и БИ-296 зёрен рутила, тогда как в матрице пород встречается только ильменит. Расчёты с помощью программы TWQ показывают отсутствие равновесия “ильменит-рутил” в системе и давления 7.5-8.5 кбар, необходимые для устойчивости рутила. Вероятно, в центре бластов граната он сохранился по кинетическим причинам (отсутствие доступа флюида).

Для пород с гранат-двупироксеновой ассоциацией расчёты выполнены по ассоциации гранат-ортопироксен-биотит-плагиоклаз-кварц. Клинопироксен в расчёты не включён из-за своей гетерогенности: он содержит ламели ортопироксена, возникшие при распаде пироксенового твёрдого раствора. Термобарометрические расчёты для этой породы дают аномально низкие значения: 610-650°C и 4-5 кбар, отвечающие амфиболитовой фации. Это объясняется высокой железистостью породы и слагающих её минералов (первые мол. % пиропы в гранате при ~20%grossуляра, в ортопироксене около 70 мол.% ферросилитового минала), так как в железистой системе поле устойчивости ортопироксена существенно увеличивается. Высокая железистость приводит и к облегчению распада клинопироксенового твёрдого раствора с выделением ламелей ортопироксена.

Анализ результатов по каймам разного типа и разной интенсивности развития показал, что хорошие пересечения реакций (“пучки”) получаются только в случае сравнительно небольшой степени замещения граната, когда толщина каймы много меньше размера зерна граната. Также пучки могут быть получены лишь с использованием состава ортопироксена из внешних зон реакционных кайм, окружающих гранат. Использование состава вростков, “вонзающихся” в гранат, не позволяет получить хорошо сходящиеся пучки. Сопоставление состава пироксенов показывает, что по мере развития кайм больше меняется x_{Al} в ортопироксенах, чем x_{Mg} . Также не годны для термобарометрии те зёрна граната, которые

“проткнуты” насквозь пластинками биотита, образующего вместе с плагиоклазом псевдоморфозы по гранату.

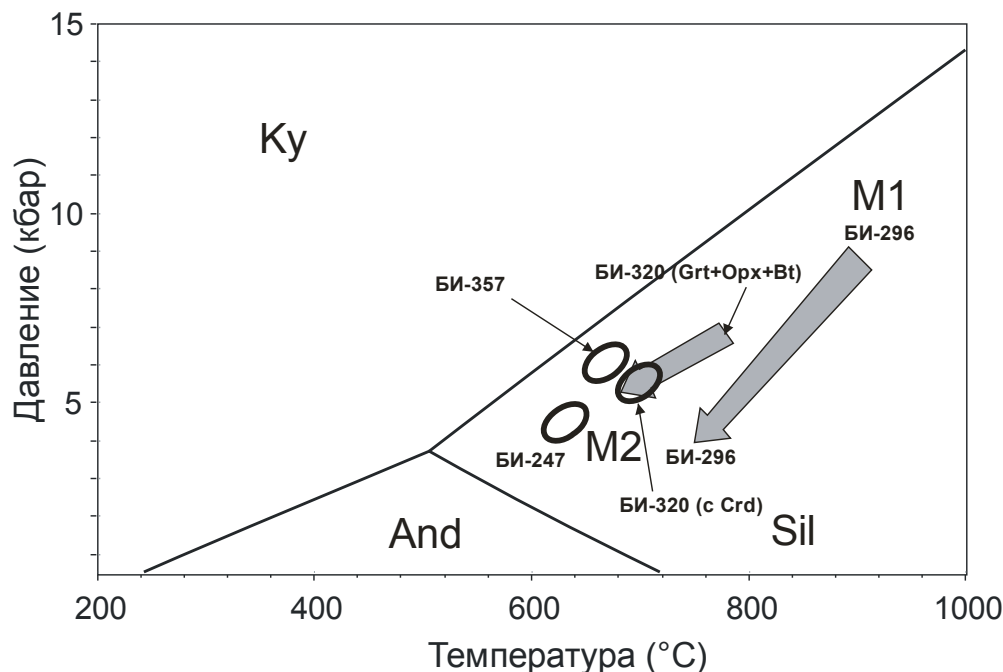


Рис.1. Условия P-T эволюции гранулитов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента (юго-запад Сибирского кратона)
Ky, And, Sil – поля устойчивости силикатов алюминия.

Таким образом, в гнейсах Иркутского блока удалось установить реликты раннего гранулитового метаморфизма, достигавшего 850-900°C и 8-9 кбар. Они в основном уничтожены последующим событием, пик которого достигал 750°C при умеренном (5-6 кбар) давлении. Регрессивная стадия второго события проходила в условиях снижения температуры от 700°C до амфиболитовой фации при слабой декомпрессии и сопровождалась интенсивными сдвиговыми деформациями. Для реконструкции истории пород были использованы реакционные структуры. Однако можно применять лишь те из них, где степень изменения невысока и сохраняются близкие к краевым части граната. Интенсификации развития коронарных структур приводит к невозможности надёжного определения параметров метаморфизма.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 10-05-00855-а и 12-05-00597-а.

Литература

1. Азимов П.Я., Бушмин С.А. // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 3. С. 367-371.
2. Perchuk L.L. // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 43. P. 275-291.
3. Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
4. Бибикова Е.В., Сумин Л.В., Кирилова Т.И., Грачева Т.В. // Геохимия. 1981. № 11. С. 1652-1664.
5. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., et al. // J. Geol. 1991. V. 99. P. 851-861.
6. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., и др. // Стратигр. Геол. коррел. 2007. Т. 15, № 4. С. 3-19.
7. Туркина О.М. // Петрология. 2010. Т. 18, № 2. С. 168-187.
8. Левченко О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., и др. // Петрология. 2012. Т. 20, № 1. С. 95-101.
9. Rosen O.M., Turkina O.M. // Developments in Precamb. Geol. 2007. V. 15. P. 793-838.
10. Berman R.G. // Can. Mineral. 1991. V. 29. P. 833-855.
11. Berman R.G., Aranovich L.Ya. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126, No. 1-2. P. 1-24.
12. Aranovich L.Ya., Berman R.G. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126, No. 1-2. P. 25-37.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ И КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРНОГО УРАЛА*Н.Н. Акинфиев, И.В. Викентьев*(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, akinfiyev@igem.ru)

Введение. Рудные объекты на Северном Урале немногочисленны, в последние годы в связи с началом отработки известных и открытием новых месторождений центр внимания перенесен на колчеданные и золоторудные залежи. Их генезис и, прежде всего, рудоконтролирующие факторы остаются предметом дискуссий. В то же время фактическая основа - химический состав и *PT*-параметры минералообразующих флюидов, последовательность развития минеральных парагенезисов, химия минералов, геохимия стабильных и радиогенных изотопов – пока на стадии накопления данных. Авторы с учетом материалов по более изученным рудным системам Южного и Среднего Урала проводят термодинамическое моделирование переноса и отложения рудообразующих компонентов на основе реконструированных по минералого-геохимическим данным *PTX*-параметров флюида. Работа направлена на построение моделей в двух геодинамических обстановках (Сев. Урал): - колчеданообразующей системы в связи с эволюцией малоглубинного очага кислого вулканизма юной островной дуги (Галкинское); - золотообразующей системы в связи с эволюцией крупного малоглубинного очага кислого вулканизма зрелой островной дуги (Воронцовское). В докладе в основном представлены результаты по первой системе.

Методика моделирования. Термодинамическая модель была основана на рассмотрении равновесий в 15-ти компонентной Na–K–Ca–Mg–Al–Fe–Cu–Zn–Au–Si–C–S–Cl–O–H системе. Расчёты проводились с помощью программного комплекса Hch (ver. 4.4) [1, 2], предназначенного для исследования равновесий в мультисистемах. К программе был подключён расширенная база термодинамических данных компонентов [3], а для рудных компонентов Au, Cu и Zn использованы современные авторские сводки [4, 5]. Коэффициенты активности компонентов раствора рассчитывались по уравнению Дебая-Хьюккеля во втором приближении [6].

Моделирование проводилось методом проточного политермического ступенчатого реактора [7], на каждой ступени которого достигается частичное равновесие раствора с породой. Параметром этого частичного равновесия в данной работе является отношение массы раствора *W*, прореагировавшего с массой свежей породы *R*. Состав раствора, поступающий в очередной «реактор», представляет собой раствор, провзаимодействовавший с породой на предыдущем шаге.

Целью моделирования являлось установление поведения рудных компонентов (Au, Zn, Cu) первоначально находящихся в магматическом флюиде и рассеянных во вмещающих породах в процессах взаимодействия флюид-порода.

На первом этапе моделирования исследовались гидрогеохимические процессы взаимодействия модельного магматического флюида с породами при просачивании флюида по трещинам вверх по разрезу, сопровождаемые понижением температуры и давления. Относительная «скорость просачивания» флюида через породы задавалась начальным отношением $(W/R)_0$, так что высокие значения этих отношений (малые количества породы/кг H₂O, взаимодействующие с флюидом) физически соответствуют высоким скоростям подъема флюида, а низкие – наоборот, медленному просачиванию и соответственно высокой степени «проработки» вмещающих пород. Снижение температуры в процессе просачивания замедляет процессы взаимодействия в системе вода-порода, и этот эффект учитывался путем увеличения отношения *W/R* при снижении температуры.

Начальное отношение вода-порода $(W/R)_0$, характеризующее относительную скорость просачивания флюида, является параметром модели. Таким образом, результаты моделирования соответствуют процессам взаимодействия магматического флюида выбранного состава с заданным типом пород при движении этого флюида с охлаждением вверх по разрезу с различными скоростями просачивания.

Состав магматического флюида был взят, исходя из данных анализа LA-ICP-MS флюидных и расплавных включений в минералах [8]. Химический состав базальтов и риолитов соответствует авторским данным для эффузивов Узельгинского рудного поля.

Поскольку основание разреза островодужных вулканитов представлено мощной толщей толентовых базальтов (они подстилают колчеданосные поля, которые в основном сложены кислыми эффузивами), предполагается, что состав вмещающих пород при 600 °C (корни рудоносной системы) отвечают чистому базальту. При движении флюида вверх по разрезу понижение температуры сопровождается изменением соотношения базальтов к риолитам, так что при 200 °C риолит значительно преобладает над базальтом.

Результаты расчетов. На первом этапе моделирования проводился расчет равновесий в мультисистеме при разных значениях W/R в диапазоне $W/R = 10^{2.5} - 10^{-2.5}$. Полученные результаты позволяют выбрать диапазон «скоростей просачивания» флюида, т.е. в формализме модели оценить отношение вода/порода, отвечающее природным наблюдениям. В частности, появление минералов при снижении температуры вверх по разрезу, соответствующих последовательности Csp-Sph-Ga, отвечает величине $\lg(W/R) > -0.6$, при более низких значениях $\lg(W/R)$ Ga выпадает раньше Sph. В дальнейших расчетах $\lg(W/R)$ был принят равным -1.4 (что соответствует $W/R = 0.04$). В этом случае Csp начинает образовываться при температуре 528 °C, халькопирит – при 512 °C, а галенит в подчиненных количествах при 472 °C. Полученное на первом этапе моделирования низкое отношение W/R (< 0.25) свидетельствует в пользу медленного просачивания флюида вверх по разрезу.

Изменение концентраций рудных компонентов во флюиде с температурой при его движении вверх по разрезу представлено на рисунке. Видно, что содержание золота и меди во флюиде монотонно убывает при снижении температуры за счет осаждения твердых фаз: самородного золота и медьсодержащих борнита ($T > 528$ °C) и халькопирита ($T < 528$ °C). Следует подчеркнуть, что если содержание меди в магматическом флюиде будет меньше $b(\Sigma Cu) < 0.0145$ моль·кг⁻¹ (921 ppm против принятого нами 1431 ppm в магматическом флюиде), то стадия образования борнита при высоких температурах не будет иметь места. Из рисунка также видно, что серебро начинает выделяться (в виде самородного серебра) при температурах ниже 416 °C, а свинец (в виде галенита) – при $T < 472$ °C. Концентрация цинка во флюиде при снижении температуры сначала возрастает ($600 > T > 520$ °C) за счет поступления цинка из вмещающих пород, а при температурах ниже 520 °C начинает уменьшаться из-за образования в системе сфалерита.

Полученные в результате моделирования ассоциации нерудных минералов близко соответствуют составу гидротермально-измененных пород, наблюдающихся как на Узельгинском рудном поле, так и других Cu-Zn колчеданных месторождениях Урала. Они представляют собой существенно кварцевые метасоматиты с примесью ленточных и слоистых силикатов, а также альбита. Развитие пирротина в составе первичных метасоматитов также не противоречит наблюдениям, поскольку в подрудных породах повсеместно встречаются своеобразные псевдоморфозы вторичного пирита по пирротину (включая структуры «птичьего гнезда»).

Работа выполнена при поддержке МинОбрНауки (госконтракт № 02.740.11.0327), Президиума РАН (проект П 27-1.1.2), РФФИ (проекты 09-05-00643-а, 10-05-00747, 12-05-00785), ведущей научной школы РФ НШ-7104.2010 и российско-французской ассоциированной лаборатории LEAGE.

Литература

1. Shvarov Yu. V., Bastrakov E.N. HCh: a software package for geochemical equilibrium modelling. User's Guide. Canberra: Australian Geological Survey Organization, 1999. Record 199/25. 2. Шваров Ю.В. // Геохимия. 2008. № 8. С. 834-839. 3. SUPCRT 2007 update (slop07.dat) <http://geopig.asu.edu/sites/default/files/slop07.dat> 4. Акинфиев Н. Н., Зотов А. В. // Геохимия. 2010, № 7. С. 761-767. 5. Акинфиев Н. Н., Тагиров Б. Р. // Геохимия. 2012, в печати. 6. Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. // Amer. J. Sci., 1981. V. 281. P. 1249-1516. 7. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М., 2000. 8. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д. // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443, № 3. С. 347-351.

РАЗМЕЩЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД ТИХООКЕАНСКОЙ ОНГОНИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

В. И. Алексеев

(Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, wia59@mail.ru)

Введение. Вещественное сходство близких по возрасту магматических пород, развитых на обширных территориях, отмечено в трудах А. Харкера, Г. Розенбуша, А.Н. Заварицкого, Ю.А. Кузнецова, Э.П. Исоха, В.Н. Москалевой, Н.Ф. Шинкарева, О.А. Богатикова и послужило основанием для их объединения в крупные магматические провинции. До середины XX века выделение провинций проводилось по географическому принципу. В России такой подход был впервые применен Ф.Ю. Левинсон-Лессингом при изучении диабазов Олонецкой губернии и способствовал широкому межрегиональному сопоставлению магматических комплексов и развитию формационного анализа. Современные петрографические провинции объединяют разобщенные ареалы распространения магматических комплексов (местных формаций), связанных общностью геодинамического происхождения и имеющих близкий петрографический состав и возраст [1, 2].

Обширные геолого-петрографические материалы, полученные в СССР в 50–60-х годах при проведении мелко- и среднемасштабных геологосъемочных работ, позволили выделить два крупнейших гранитоидных пояса: позднепалеозойско-раннемезозойский центрально-азиатский и мезозойский восточно-азиатский [1]. В последующие десятилетия в пределах центрально-азиатского пояса была выделена Монголо-Охотская редкометалльно-гранитовая провинция, включающая мезозойские субщелочные литий-фтористые гранитоиды и образованная в процессе закрытия Палеоазиатского океана. Устойчивое сочетание редкометалльных гранитов с акцессорными минералами Nb, Ta, Li, Sn, W, а также их жильных и вулканических аналогов – онгонитов, эльванов, калгутитов, онгориолитов, позволяет говорить об особом внутриплитовом онгонитовом магматизме, развивающемся в районах типа «горячих точек», континентальных рифтах и расколах, а также в тыловых зонах активных континентальных окраин и зонах коллизии. Главный фактор, объединяющий эти геодинамические обстановки, – формирование на фоне общего сжатия условий локального растяжения в дизъюнктивных зонах континентальной коры над мантийными диапирами [2, 3, 4]. В последние двадцать лет ареалы редкометалльных литий-фтористых гранитоидов выявлены также в восточно-азиатском гранитоидном поясе, в непосредственной близости от крупнейших вольфрам-оловорудных месторождений Дальнего Востока [5, 6, 7], что заставляет взглянуть по-новому на восточно-азиатскую гранитоидную область.

Размещение и состав пород Тихоокеанской онгонитовой провинции.

Формирование редкометалльных пород связано главным образом с магматизмом крупных форм. Внутри и в непосредственной близости от крупных синорогенных плутонов биотитовых гранитов, на участках их пересечения зонами глубинных разломов, размещаются небольшие штоки и силлы редкометалльных гранитов, дайковые поля онгонитов, эльванов и монцонитоидов, а также гидротермально-жильные поля грейзеновой формации и крупные вольфрам-оловорудные месторождения. Нами выявлены ареалы онгонитовых образований в Чаунском районе Чукотки (Северный и Пырканаянский массивы – пыркакайский онгонитовый комплекс и одноименное месторождение) и в Баджалском районе Приамурья (Верхнеурмийский и Сынчугинский массивы – правоурмийский онгонитовый комплекс и одноименное месторождение). Онгонитовые образования описаны также в Якутии (Омчикандинский массив – шток Одинокый, Арга-Ыннах-Хайский массив – залежь Кестер, криптобатоидит Депутатского месторождения), Приморье (штоки и дайки месторождений Тигриное, Забытое), Китае (шток Лэйцзылин на месторождении Сяньхуалин, купол Лаочан рудного района Гэцзю, массивы Ичунь и Сучжоу с одноименными месторождениями и др.) [5, 7, 8, 9] (рис.).

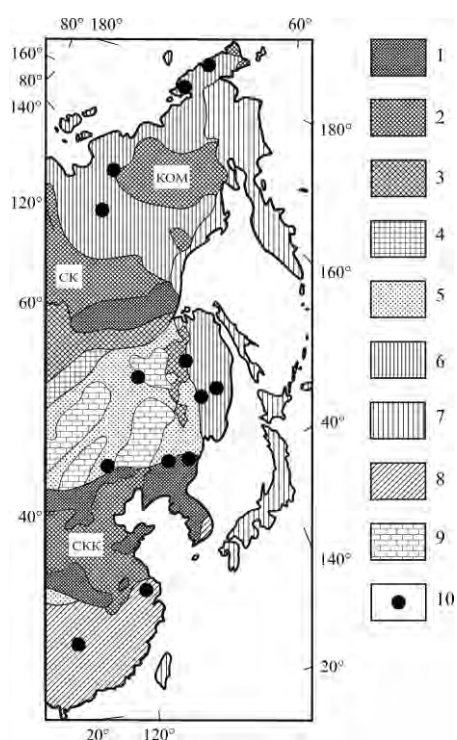


Рис. Схема размещения ареалов онгонитового магматизма Восточной Азии.

1 – щиты; 2 – кратоны (СК – Сибирский, СКК – Северо-Китайский) и микроконтиненты с докембрийским фундаментом (КОМ – Колымско-Омолонский); 3 – рифейский складчатый фундамент; 4-7 – орогенные пояса: каледонские (4), герцинские (5), мезозойские (6), альпийские (7); 8 – Южно-Китайская платформа с яньшаньскими дислокациями; 9 – мезо-кайнозойский платформенный чехол; 10 – ареалы онгонитового магматизма.

Главные особенности размещения онгонитовых образований: 1) очаговый характер магматизма; 2) многообразие тектонических условий локализации; 3) пространственная связь с жесткими структурами обрамления складчатых областей; 4) совмещение с магматическими образованиями предшествующих этапов развития территорий.

Состав пород онгонитовой провинции отражает салический характер магматических ассоциаций, присущий Тихоокеанской складчатой области: установлено резкое преобладание кислых вулcano-плутонических образований поздних стадий тектоно-магматического развития. Для выделенного пояса онгонитов характерно

своеобразное бимодальное сочетание субщелочных пород: 1) собственно онгонитовых образований: циннвальдитовых микроклин-альбитовых гранитов, онгонитов, эльванов; 2) гранитоидов повышенной основности: монцогранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Монцонитоиды в ряде регионов (Приамурье, Приморье, Северо-Восточный Китай) сопровождаются латитовыми образованиями, вулканические аналоги литий-фтористых гранитов не зафиксированы. Циннвальдитовые граниты и онгониты отличаются высокими кларками концентрации F, Li, Rb, Cs и Th; наблюдается устойчивый дефицит Sr, P, Ti и

глубокая Eu-аномалия. Во временном ряду биотитовые граниты – монцогранит-порфиры – редкометалльные граниты – онгониты наблюдается накопление Nb, Ta, W, уменьшение значений K/Rb, Nb/Ta и возрастание Rb/Sr.

Таким образом, на Дальнем Востоке установлена позднемеловая ассоциация редкометалльных гранитоидов, которая развита в очаговых структурах в пределах гигантского пояса, протягивающегося от юго-восточного Китая до Чукотки. Учитывая индикаторную роль онгонитового магматизма для геодинамических обстановок локального внутриплитного растяжения, мы выделяем Тихоокеанский онгонитовый пояс – линейную серию «горячих точек», трассирующую зону постапкрещионного мантийного диапиризма. Формирование онгонитовой провинции связано с субдукцией Тихоокеанской плиты под восточную окраину Азиатского континента, а появление горячих точек маркирует, вероятно, разрывы в поглощаемой плите (слэб-виндоу) при ее трансформных подвижках [5]. Глубокое расположение первичных магматических очагов делает онгонитовый магматизм в значительной степени независимым от структурно-геологических условий в области локализации. Неизменным во всех ареалах остается близость онгонитовых проявлений к консолидированным геоструктурам – окраинам кратонов, срединным массивам.

Выводы. 1. Выделена новейшая позднемеловая Тихоокеанская онгонитовая провинция, протягивающаяся от Китая до Чукотки и объединяющая изолированные ареалы онгонитового магматизма и крупнейшие вольфрам-оловорудные месторождения региона.

2. Ареалы онгонитового магматизма – это «горячие точки» восточной окраины Азии, сформированные в процессе субдукции Тихоокеанской плиты и локализованные вблизи консолидированных блоков коры в различных структурах, обеспечивавших режим локального растяжения вмещающих толщ.

3. Главные вещественные особенности тихоокеанского онгонитового магматизма: салический бимодальный состав и редкометалльная геохимическая специализация интрузивных образований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 11-05-00868-а) и Министерства образования и науки РФ (государственный контракт № 14.740.11.0192).

Литература

1. Москалева В. Н., Шаталов Е. Т. Типы петрографических провинций СССР (Опыт формационного анализа). М.: Недра, 1974. 168 с.
2. Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы / Отв. ред. В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко М.: Наука, 1987. 376 с.
3. Коваленко В. И., Костицын Ю. А., Ярмолюк В. В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
4. Владимиров А. Г., Анникова И. Ю., Антипин В. С. // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
6. Алексеев В. И. // Записки Горного института. 2011. Т. 194. С. 46–52.
7. Zhu J. C., Wang R. C., Liu J. J. et al. // Acta Metallurgica Sinica. 2011. Vol. 17. № 3. P. 381–392.
8. Wang R. C., Fontan F., Xu S. J., Ming X. // Canad. Miner. 1996. Vol. 34. P. 1001–1010.
9. Wang R. C., Hu H., Zhang A. I. // Canad. Miner. 2004. Vol. 42. P. 883–896.

ТЕМНОСЛЮДИСТЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ СЕВЕРНОГО МАССИВА (ЧУКОТКА)

В.И. Алексеев, А. В. Кургузова

(НМСУ «Горный», Санкт-Петербург, kurguzova_anna@mail.ru)

Введение. Темнослюдистые грейзены (цвиттеры), связанные с редкометалльными гранитами [1], масштабно проявлены на Северном массиве, залегающем в складчатых толщах Паляваамского мегаинклинория Чукотской складчатой системы [2, 3, 4]. Массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами и лейкогранитами, в которых залегают

Li-Fграниты с циннвальдитом и топазом[5, 6]. U-Pb датирование цирконов(SHRIMP-II, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) показало позднемеловой возраст пород и незначительную разницу во времени образования биотитовых и циннвальдитовых гранитов: $89,4 \pm 0,7$ млн. лет и $88,0 \pm 0,7$ млн. лет соответственно. Стремительное развитие крупной редкометалльной магматической системы Северного массива привело к масштабному многостадийному гидротермальному преобразованию гранитов главной фазы и формированию богатого оловянного оруденения. Изучение темнослюдистых грейзенов позволяет понять историю и условия метасоматизма района и его роль в рудообразовании.

Геологическая позиция и петрография грейзенов. В массиве установлены пять групп гидротермальных образований, соответствующих пяти стадиям минерализации: 1 – альбититовой, 2 – цвиттеровой, 3 – турмалинитовой, 4 – хлорититовой, 5 – аргиллизитовой[2]. Главное отличие цвиттеров Северного массива от аналогов из других регионов заключается в их геологической позиции: основная масса грейзеновой минерализации рассредоточена в виде слабых изменений в гранитах апикальной части массива на площади в десятки квадратных километров, подчиняясь широкому распространению пластовых залежей циннвальдитовых гранитов. Цвиттеры образуют также маломощные (до 1 м) линзообразные и гнездообразные зоны северо-северо-восточного и субширотного простирания.

Темнослюдистые грейзены представляют собой бурые или серые массивные мелкозернистые породы существенно кварцевого состава с гранобластовой, лепидогранобластовой структурой. Породообразующие минералы – кварц, топаз, циннвальдит; второстепенные – флюорит, турмалин, мусковит; акцессорные – монацит, лёллингит, вольфрамит, вольфрамооксиолит, колумбит, касситерит, рутил, самородный висмут, висмутин. Содержание кварца варьирует в пределах 20–90 %. Доля желто-коричневого циннвальдита, образующего псевдоморфозы по биотиту и лепидобластовые агрегаты, составляет обычно не более 20 %. Топаз наблюдается в виде столбчатых и ксеноморфных зерен, тяготеющих к первичному плагиоклазу. В среднем содержание топаза в цвиттерах около 10 %, иногда доходит до 50 %. Коричневый и голубой турмалин образует редкие (менее 5 %) бочонковидные зерна. Флюорит ксеноморфный, бесцветный, иногда с пятнистой фиолетовой окраской. Содержание доходит до 10 % и особенно велико в слюдистых разностях цвиттеров.

Минеральный состав грейзенов. Анализ химического состава цвиттеров и гранитов свидетельствует о накоплении в процессе грейзенизации Fe (цвиттеры обогащены относительно гранитов в 3 раза), Mn и Mg (в 2 раза), Ti (в 1,5 раза). При этом происходит вынос Na и K, а содержание кремнезема практически не изменяется. В составе примесей наблюдается увеличение доли литофильных (Cs, Li, P, F) и халькофильных (S, As, Zn, Cu, Pb, Sn, Bi) элементов и вынос Mo, Co, Sr и Cr. Результатом указанной геохимической перестройки пород является формирование специфической литохалькофильной минерализации: монацита, касситерита, ферберита, вольфрам-ниобиевого рутила, вольфрамооксиолита, иттриевого флюорита, колумбита, самородного висмута и сульфидов – лёллингита, пирита, халькопирита, висмутина. Монацит-(Ce) цвиттеров отличается от своих магматических аналогов более крупным размером (соответственно 50–100 и 20–30 мкм) и пониженной долей браантита $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ (рис.).

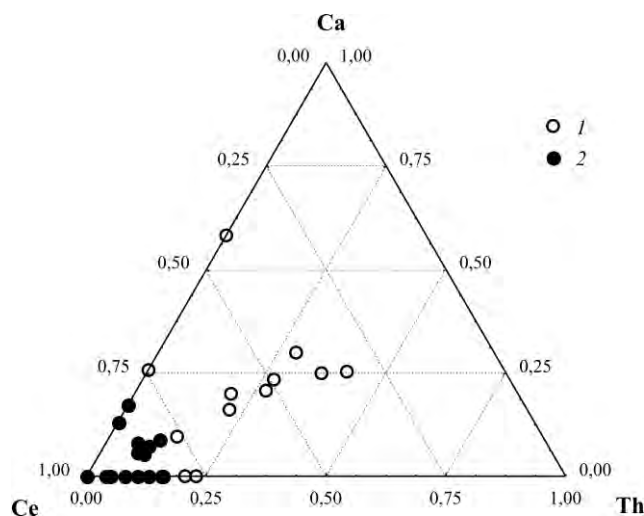


Рис. Различия состава монацитов из биотитовых гранитов и цвиттерах Северного массива.
1 – биотитовые граниты, 2 – цвиттеры.

Среди акцессорных минералов цвиттеров важное место занимают тантало-ниобаты ряда воджинит-иксиолит, отнесенные к вольфрамоиксиолиту. Вольфрамоиксиолит из циннвальдитовых гранитов имеет состав $(\text{Fe}_{0,46}\text{Nb}_{0,31}\text{Mn}_{0,14}\text{Sc}_{0,05})_{0,96}(\text{Nb}_{0,40}\text{W}_{0,30}\text{Ta}_{0,15}\text{Ti}_{0,15})\text{O}_4$ [7]. Эмпирическая формула вольфрамоиксиолита из цвиттеров, полученная с использованием 28 анализов: $(\text{Fe}_{0,50}\text{Nb}_{0,29}\text{Mn}_{0,13})_{0,92}(\text{Nb}_{0,36}\text{W}_{0,28}\text{Ta}_{0,17}\text{Ti}_{0,19})\text{O}_4$. Для вольфрамоиксиолита гранитов характерны отношения $\text{Ta}/\text{Nb}=0,15\div 0,20$, $\text{Fe}/\text{Mn}=5\div 6$, $\text{Ti}/\text{W}=0,4$, в цвиттерах – $\text{Ta}/\text{Nb}=0,27\div 0,35$, $\text{Fe}/\text{Mn}=4\div 5$, $\text{Ti}/\text{W}=0,57$. Метасоматический вольфрамоиксиолит отличается увеличением доли тантала, марганца и титана. Наиболее контрастно в гранитах и цвиттерах различаются рутилы. Рутил из гранитов содержит примеси Fe и Mn. В цвиттерах состав рутила значительно разнообразнее, что обусловлено, видимо, сложным составом грейзенизирующих растворов. В качестве постоянных примесей в нем присутствуют Sn, W, Nb, Ta; как и в гранитах, наблюдается примесь Fe, а Mn встречается значительно реже (в двух пробах из 45).

Выводы. 1. Установлена тесная пространственная связь цвиттеров Чукотки с редкометалльными гранитами L-F типа, подтверждающая генетический характер данной породной ассоциации [1].

2. Цвиттеры Северного массива характеризуются сочетанием литофильных и халькофильных минерало-геохимических особенностей, накапливая наряду с Cs, Li, Rb такие элементы как S, As, Zn, Cu, Pb, Sn, Bi. В составе цвиттеров редкометалльная минерализация (монацит, вольфрамит, вольфрамоиксиолит, вольфрам-ниобиевый рутил, колумбит, касситерит) сочетается с сульфидной (лёллингит, пирит, халькопирит, висмутин).

3. По отношению к касситерит-силикатному оловянному оруденению Куйвиеем-Пыркайского района темнослюдистые грейзены выступают как предрудные метасоматические образования, занимающие более низкие гипсометрические уровни. Их минерало-геохимическая специализация может свидетельствовать о перспективах нижнерудных горизонтов месторождений района на ниобий и вольфрам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 11-05-00868-а) и Министерства образования и науки РФ (государственный контракт № 14.740.11.0192).

Литература

1. Коваленко В. И., Кузьмина М. И., Козлов В. Д. / *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1974. С. 42–53.
2. Марин Ю. Б., Алексеев В. И. Разработка критериев локального прогнозирования оловянного оруденения на массиве Северном на основе изучения метасоматической, минералогической и геохимической зональности. СПб.: СПГТИ, 1992. 309 с.
3. Алексеев В. И., Кургузова А. В., Гембицкая И. М. / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2012. С.197–204.
4. Кургузова А. В., Алексеев В. И. / Металлогения древних и современных океанов – 2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМинУрО РАН, 2012. С.154–158.
5. Дудкин Д. В., Ефремов С. В., Козлов В. Д. // *Геохимия*. 1994. № 3. С. 393–402.
6. Алексеев В. И. // *Записки Горного института*. 2011. Т. 194. С. 46–52.
7. Алексеев В. И., Гембицкая И. М., Марин Ю. Б. // *Записки РМО*. 2010. № 3. С. 72–85.

ПОВЕДЕНИЕ U-Pb ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ В ЦИРКОНЕ ПРИ НЕОДНОКРАТНОМ ГИПЕРГЕНЕЗЕ

Н.А. Алфимова, В.А. Матреничев, Т.Ф. Зингер

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, n.a.alfimova@ipgg.ru)

Как правило, при U-Pb датировании цирконов в рассмотрение принимается верхнее пересечение изохронны с конкордией (дискордии), однако нижнее пересечение не менее интересно и так же отражает возраст геологических процессов. В то же время, методология оценки возрастов по нижнему пересечению изохронны менее разработана. Особенно затрудняет интерпретацию результатов U-Pb цирконометрии по нижнему пересечению, отсутствие признаков (геолого-петрографических и минералогических) проявления эндогенных термальных процессов. Использование изохронной модели А.Везерилла для интерпретации результатов U-Pb изотопного анализа априори подразумевает участие циркона минимум в двух геологических событиях, где первое (раннее) – это формирование циркона и закрытие изотопной системы, а второе (позднее) – открытие изотопной системы циркона и ее частичная перестройка. Если на изотопную систему циркона наложено два процесса – результаты анализа образуют линию – изохрону (дискордию), тогда как в случае трех (и более) процессов фигуративные точки анализов располагаются внутри треугольника, вершины которого соответствуют положению на конкордии точек с возрастом проявления этих процессов. В данной работе рассмотрена интерпретация результатов U-Pb изотопного анализа цирконов из архейских гранитогнейсов с признаками неоднократных гипергенных преобразований.

Нами были изучены цирконы из древней коры выветривания архейских гранитоидов северной Карелии (Пана-Куоляярвинская структура, оз. Кискиндампи). Субстрат, по которому развита кора выветривания, представлен розовыми плагиоклаз-микроклиновыми гранитами, которые прорываются жилами ярко красных микроклиновых гранитов. В рамках исследования были изучены цирконы из зон физической дезинтеграции гранитогнейсов (проба 205е) и красных микроклиновых гранитов (проба 1405) [1]. Кристаллы циркона из обеих проб характеризуются корродированной поверхностью со следами растворения и залечивания трещин на поверхности и сложной внутренней структурой. В их строении выделяется: 1 – тонкие, новообразованные оболочки, 2 – реликты магматической, структуры с осцилаторной зональностью, 3- кавернозные участки с «губчатым», колломорфным строением, которые развиваются по магматическому циркону и замещают его. Выделенные особенности морфологии отражаются и на химическом составе различных зон цирконов[1].

U-Pb изотопная система в этих цирконах изучалась локальным методом SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ им.Карпинского. На графике с конкордией фигуративные точки цирконов формируют две дискордии: 1 – 205е дискордию с верхним пересечением 2749 ± 15 млн. лет и нижним 425 ± 38 млн. лет, 2 – 1405 – верхнее пересечение 2726 млн лет, нижнее – 944 ± 130 млн лет. Различия в значениях верхних пересечений логичны и не противоречиво объясняются геологическими наблюдениями, согласно которым микроклиновые граниты прорывают розовые плагиоклаз-микроклиновые граниты (см. выше). Столь значимое отличие в значениях нижних пересечений свидетельствует о многократной перестройке изотопной системы в цирконах. В то же время, в изученных образцах отсутствуют признаки термальных эндогенных процессов, а геолого-петрографические, минералогические и геохимические признаки гипергенных преобразований цирконов достаточно широко проявлены.

Возникающее противоречие между изотопными и геологическими данными может быть снято, если предположить, что верхние пересечения обеих дискордий соответствуют времени кристаллизации гранитов, а нижние являются кажущимися, и не соответствуют времени проявления реальных геологических событий. Они были сформированы в ходе двух этапов изменения пород, повлиявших в одно и то же время на обе породы, но, вследствие разной внутренней структуры циркона, приведших к различающемуся кажущемуся возрасту.

Таким образом, совокупность фигуративных точек обеих проб может быть представлена в виде двух треугольников, вершины которых на конкордии соответствуют возрасту кристаллизации гранитов – 2749 млн. лет (для плагиоклаз - микроклиновых гранитов) и 2726 млн. лет для микроклиновых гранитов, возрасту раннего выветривания – 2210 – 2162 млн. лет, и возрасту второго гипергенного преобразования – 402 – 322 млн. лет.

Модельные расчеты свидетельствуют о том, что в ходе ятулийского выветривания U-Pb изотопная система цирконов микроклин-плагиоклазовых гранитов (205 проба) потеряла 5 – 56 %, а микроклиновых гранитов (1405) – 25 - 98 % свинца. На втором этапе преобразования было вынесено 6 - 97 % радиогенного свинца из микроклин-плагиоклазовых гранитов и 3 - 55 % из микроклиновых.

Таким образом, можно утверждать, что изотопная U-Pb система в цирконах из коры выветривания гранитоидов фундамента Куолярвинской структуры была перестроена в двух эпизодах – докембрийском (2210-2162 млн лет назад) и фанерозойском (402-322 млн лет назад). Первый (ятулийский) этап, который может быть соотнесен с гипергенными преобразованиями пород, отмечаемыми по множеству геологических признаков в доятулийское время, значимо изменил внутреннее строение и состав цирконов, а также привел к частичной перестройке U-Pb системы. Второй (палеозойский) этап также, вероятнее всего следует соотнести с выветриванием, поскольку в пределах изученного участка отсутствуют признаки эндогенной активности фанерозойского возраста. Этот этап сильнее отразился на изотопной системе цирконов из зоны физической дезинтеграции гранитов.

Литература

1. Алфимова Н.А., Матреничев В.А., Зингер Т.Ф., Скублов С.Г. Доклады РАН. 2011. Т.438. №1. С. 101-104.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ КУРСКОГО
БЛОКА САРМАТИИ И УСТАНОВЛЕНИЕ ЭТАПОВ ИХ ЭВОЛЮЦИИ
(ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)**

А.Ю. Альбеков, М.В. Рыборак, П.С. Бойко

(Воронежский государственный университет, Воронеж, sashaalb@list.ru)

Введение. На территории Курского блока Сарматии, слагающего в настоящее время западную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ), выделяется две палеопротерозойских магматических формации – перидотит-габброноритовая и троктолит-габбродолеритовая. Вскрытые буровыми скважинами в 60-х годах XX века интрузивные массивы этих формаций до настоящего времени не имеют четко обозначенных граничных критериев их разделения, что обусловлено методическими и геологическими ошибками на первых этапах их исследования.

Наиболее перспективным на обнаружение сульфидных медно-никелевых руд был признан крупный (более 90 кв.км) Смородинский интрузивный массив, вскрытый двумя профилями скважин. Проведенные исследования показали, что он сложен тремя породными ассоциациями: серпентинизированными ультраосновными породами (преимущественно перидотитами с незначительным количеством дунитов), габброноритами и троктолит-габбродолеритами с широко развитой в верхней части плутона такситовой серий, близкой к такситовым габбродолеритам Норильского района [1,2]. В современной схеме стратиграфии и магматизма ВКМ [3] ультрамафиты и габбронориты относятся к дунит-перидотит-габброноритовому золотухинскому комплексу, а прорывающие их в виде пологозалегающего силлоподобного тела габбродолериты – к троктолит-габбродолеритовому смородинскому комплексу. Таким образом, сложность региональных построений заключается в том, что Смородинский полигенный и полихронный плутон является петротипическим для обеих формаций, что потребовало пристального геолого-петрографического исследования этих образований с разработкой надежных граничных петрографических критериев их разделения.

Формационная принадлежность «такситовой серии». Выделяемая ранее [1 и др.] в составе пород смородинского комплекса такситовая серия, вскрываемая скважинами №№ 3012, 3021, 3022, 3024, в настоящее время относится авторами к породам габброноритовой формации (второй фазы золотухинского комплекса), слагающих апикальную часть массива. Сделанные выводы базируются на следующих геологических фактах: а) наличие ярко выраженного интрузивного контакта между оливковыми габбродолеритами и «такситовыми габброидами» в скважине № 3012 на глубине 444,0 м; б) наличие оплавленных ксенолитов «такситовых габброидов» в долерит-пегматитах (скважина 3012, интервал 445,9-470,1 метров); в) значительное петрографическое сходство пород "такситовой серии", перекрывающих массив габбродолеритов, с подстилающими габброноритами второй фазы золотухинского комплекса, вскрытыми скважинами №№ 3009, 3030, 3032; г) отсутствие совместного нахождения пород аналогичных "такситовой серии" с габбродолеритами в других массивах смородинского комплекса, при значительном их количестве на территории Курского блока. Все приведенные выше доказательства позволяют однозначно отнести перекрывающие «такситовые» габбронориты к конечным дифференциатам габброноритовой серии апикальных частей штокообразного массива второй фазы золотухинского комплекса, прорванного силлоподобным габбродолеритовым массивом смородинского комплекса.

Основные граничные критерии. Проведенные исследования позволяют выделить несколько граничных петрографических критериев, которые позволяют легко диагностировать принадлежность вновь выделенных базитовых массивов на территории Курского блока к той или иной формации.

Эволюция палеопротерозойского ультрамафит-мафитового магматизма Курского блока. Предполагается, что породы перидотит-габброноритовой формации, характеризующие рифтогенный этап эволюции Курского блока сформировались гораздо ранее троктолит-габбродолеритовых массивов, образованных в результате магматической активизации в условиях стабильной платформы. Эти выводы обусловлены контактными взаимодействиями изученных образований между собой, а также отношением к процессам регионального метаморфизма, возраст которого оценивается для территории северо-восточной части Сарматии около 2050 млн. лет

Для определения возраста выделенных магматических событий нами были проведены U-Pb изотопные исследования в лаборатории изотопной геологии ИГД РАН (аналитик к.г.-м.н., старший научный сотрудник Сальникова Е.Б.). В цирконах из пробы габброноритов золотухинского комплекса верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек изотопного анализа с конкордией, соответствует возрасту 2069 ± 3 млн. лет, а нижнее пересечение отвечает 425 ± 120 млн. лет, СКВО=0.00033. Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, следовательно, полученное значение возраста можно рассматривать в качестве оценки возраста кристаллизации расплава, родоначального для изученных пород.

U-Pb возраст по циркону из пробы диоритов маркирующих коллизионный этап развития Курского блока, отраженный в проявлении метаморфизма, преобразовавшего габбронориты показывает, что верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек изотопного состава изученного циркона, соответствует возрасту 2057 ± 12 млн. лет, а нижнее практически отвечает нулю (-134 ± 240 млн. лет), СКВО=0.062.

Определение возраста становления габбродолеритовых массивов по бадделеиту (аналитик U. Söderlund) позволило установить, что верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек изотопного состава изученных бадделеитов, соответствует возрасту $1786,8 \pm 5,3$ млн. лет, а нижнее отвечает нулю (0 ± 100 млн. лет), СКВО=0.19.

Таким образом, палеопротерозойская магматическая активность в пределах Курского блока Сарматии, отражается в проявлении трех магматических событий: 1 – активное проявление внутриконтинентального рифтогенеза с возрастом около 2069 млн. лет.; 2 – коллизия с проявлением регионального метаморфизма зеленосланцевой фации и внедрением многочисленных коровых образований диорит-гранодиоритовой формации – около 2057 млн. лет; 3 – и наконец, магматическая активизация на платформенном этапе развития, проявленная формированием троктолит-габбродолеритовых тел трапповой формации ВКМ с возрастом 1787 млн. лет.

Таблица

Основные граничные критерии разделения палеопротерозойских ультрамафит-мафитовых интрузивных комплексов Курского блока Сарматии

Граничный критерий	Перидотит-габброноритовая формация (золотухинский к-с)	Троктолит-габбродолеритовая формация (смородинский к-с)
Форма геологических тел	Штокоподобные и трубообразные тела.	Силоподобные тела, дайки и жилы.
Соотношения с вмещающими породами	Прорывают супракрустальные образования архей и палеопротерозоя. Прорываются дайками среднего и кислого состава стойло-николаевского комплекса и габбродолеритами смородинского комплекса.	Прорывают все супракрустальные и магматические образования архей и палеопротерозоя.
Облик породы	Метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.	Имеют свежий облик.
Структуры и текстуры	Средне-крупнозернистые, массивные, в верхних горизонтах до такситовых	Мелко-среднезернистые, за исключением сингенетичных горизонтов долерит-пегматитов.
Породные ассоциации	Габбронорит, норит, до лейконоритов и анортозитов	Оливиновые и безоливиновые габбродолериты, троктолитовые габбродолериты, долерит-пегматиты
Степень вторичных изменения	Средняя – развиты процессы замещения пироксенов вторичными амфиболами.	Слабая или отсутствует: на отдельных участках замещение оливинов минералами группы серпентина.

Работа выполнена при поддержке федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» ГК № 02.740.11.0021, ГК № 14.740.11.1273, ОНЗ РАН №2 ГК № 5-НИР-ОК-II.

Литература

1. Чернышов Н.М., Чесноков В.С. Траппы Курской магнитной аномалии. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983. – 276 с.
2. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1981. 252 с.
3. Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю., Рыбовак М.В. // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2009. №2. С.33–40.

МАГМАТИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В СРЕДИННЫХ ХРЕБТАХ ОКЕАНА

С.И. Андреев, С.Ф. Бабаева

(ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, babaevasvet@yandex.ru)

В осевых рифтовых зонах срединных хребтов идет накопление самых молодых базальтов, сопровождающееся отложением продуктов активной рудогенной гидротермальной деятельности. Среди обширных базальтовых полей встречаются древние тектонические блоки базит-ультрабазитового состава.

Эта триада эндогенных образований является фоном, на котором отлагаются массивные, прожилково-вкрапленные брекчевидные и корковые типы сульфидных руд,

нередко с высоким содержанием меди (до 30%), цинка (до 22%), золота (до 60г/т) и серебра (до 100г/т).

На суше аналогами этих руд могут служить колчеданные залежи. Условия их формирования требуют растворов, пресыщенных железом и серой. Какого происхождения эти матричные компоненты – ключевой вопрос и при объяснении генезиса глубоководных сульфидных руд?

Эволюция океанических базальтов на уровне коры характеризуется феннеровским трендом развития с последующим вялым обогащением финальных дериватов железом, составляющим основу колчеданных руд [1,2].

Однако эти процессы в океанических базальтах и базит-ультрабазитовых породных комплексах, слагающих вмещающую раму, не могут обеспечить избыточную поставку Fe и S. Степень вторичной измененности базальтов океанского ложа весьма умеренная. Остается предположить, что колчеданная основа океанических сульфидных руд имеет не коровое, а мантийное происхождение, о чем свидетельствуют содержание гелия-3, водорода, аммиака в растворах и ювенильной серы в пирите [3]. Проникая вверх по системам дивергентных разрывных нарушений, первичные сульфидные растворы обогащаются Cu, Zn, Au и Ag в той мере, в какой возможно обогащение при дифференциации базальтовой магмы в условиях преобразования в стационарных промежуточных магматических очагах. На этой стадии в рудогенный процесс, по - видимому, вовлекается океанская вода, что придает ему далее гидротермальный характер.

Экспериментальные исследования показали, что из базальтов может экстрагироваться незначительное количество железа, цинка кобальта, никеля и, частично, меди [3]. Что касается древних базит – ультрабазитовых комплексов, то в равной степени, можно их считать или не считать источником цветных металлов за счет миграции элементов из одного объема горных пород в другой. Основная структурно - тектоническая роль базит – ультрабазитовых блоков состоит в формировании резкой анизотропии в строении ложа океана, которую они создают в пределах днища и бортов осевой рифтовой долины, где отлагаются рудные компоненты гидротермальной деятельности. Скорость протекания таких явлений, как серпентинизация ультрабазитов несоизмеримо замедлена по сравнению с импульсами гидротермальной деятельности, что едва ли позволяет всерьез рассматривать ее влияние на состав руд, тем более что она вообще по отношению к современному рудогенезу, охватывающему последние 100 -150 лет, носит реликтовый характер.

Таким образом, актуальной становится проблема соотношения в составе продуктов гидротермального рудогенеза океана вкладов коровой и мантийной природы.

Литература

1. Андреев С.И., Старицына Г.Н., Аникеева Л.И. и др. Геодинамика и рудогенез Мирового океана. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1999. 209 с.
2. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А.// Литосфера. 2011. № 3. С.84-103.
3. Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). Москва: Наука, 1986. 256 с.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (Lu-Hf, РЗЭ) И ВОЗРАСТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЦИРКОНА ЛЕРЦОЛИТОВЫХ И ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

Е.В.Аникина¹, А.А.Краснобаев¹, А.И.Русин¹, С.В.Бушарина¹, И.А.Русин¹, К.И.Лохов², И.Н.Капитонов³

(¹Институт геологии и геохимии им.акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург,

elena.anikina@igg.uran.ru; ²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург;

³Центр изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург)

В работе приводятся результаты изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем по цирконам лерцолитового массива Узянский Крак и двух массивов, входящих в структуру Платиноносного пояса Урала: Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового и Волковского габбрового. Для лерцолитовых комплексов Урала, традиционно рассматривающихся как слабодеплетированный тип палеозойских офиолитовых комплексов [1], недавно получены докембрийские датировки, согласующиеся, в целом, с нашими представлениями о принадлежности этих комплексов к глубинным зонам подконтинентальной мантии. Если для габбро-норитов и плагиигранитов в составе Платиноносного пояса установлен силурийский возраст (430–415 млн. лет), соответствующий времени существования островной дуги в Тагильской мегазоне [2], то вновь полученные U-Pb и Sm-Nd методами вендские (560 млн. лет) датировки по оливин-анортитовым габбро, дунитам и клинопироксенитам, свидетельствуют [3] о совмещении в его структуре древнего (рифтогенного?) дунит-клинопироксенит-габбрового и более молодого габброноритового комплексов.

Длительная и многостадийная история формирования лерцолитового и дунит-клинопироксенит-габбрового комплексов находит свое отражение в существовании в них перекрывающихся возрастных групп циркона: **I** – 2706±24–953±11 млн. лет; **II** – 655±15–537±5 млн. лет; **III** – 495±10–428±7 млн. лет и молодых групп с возрастом 403±8, 386±5, 299 – 196 млн. лет (соответственно в лерцолитах, гранатовых пироксенитах и дунитах массива Узянский Крак), 340 млн. лет (в дунитах и габбро Платиноносного пояса Урала) [4, 5]. С целью определения возможной природы разновозрастных групп циркона было проведено изучение в них Lu-Hf изотопной системы и состава РЗЭ.

В группе **I** преобладает циркон с отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(T) = -16,2 \dots -1$, для которого характерны умеренные концентрации U (105–232 г/т), Th (78–204 г/т), высокое Th/U (0,77–1,02), обогащенность легкими РЗЭ, положительная Ce-аномалия и отрицательная Eu-аномалия, т.е., классический набор признаков магматического происхождения. Такой циркон с одинаковым изотопным составом Hf и $T_{\text{DM}}\text{Hf}$ около 2,6 млрд. лет может представлять собой разную степень преобразования архейских зерен (рисунок).

Кроме того, в этой группе присутствует циркон с низкими концентрациями U (34–73 г/т), Th (5–20 г/т) и Th/U (0,15–0,29), с положительным значением $\varepsilon_{\text{Hf}}(T) = +3,2$ и +6,2, соответствующий, вероятно, деплетированному мантийному источнику.

Часть зерен этой группы демонстрирует повышенное значение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ($> 0,001$), сопровождающееся высоким $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ($\varepsilon_{\text{Hf}}(T) = +14,6$ и +16), высокой концентрацией U (259–1891 г/т) и Th (52–374) при варьирующем Th/U (0,86–0,13), повышенными концентрациями РЗЭ (846–1723 г/т), что может быть обусловлено присутствием микровключений фосфатов (апатита и/или монацита).

Основываясь на сходстве изотопно-геохимических параметров циркона группы **I** в лерцолитовых и дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах можно говорить об их унаследованной природе и в том, и в другом случае.

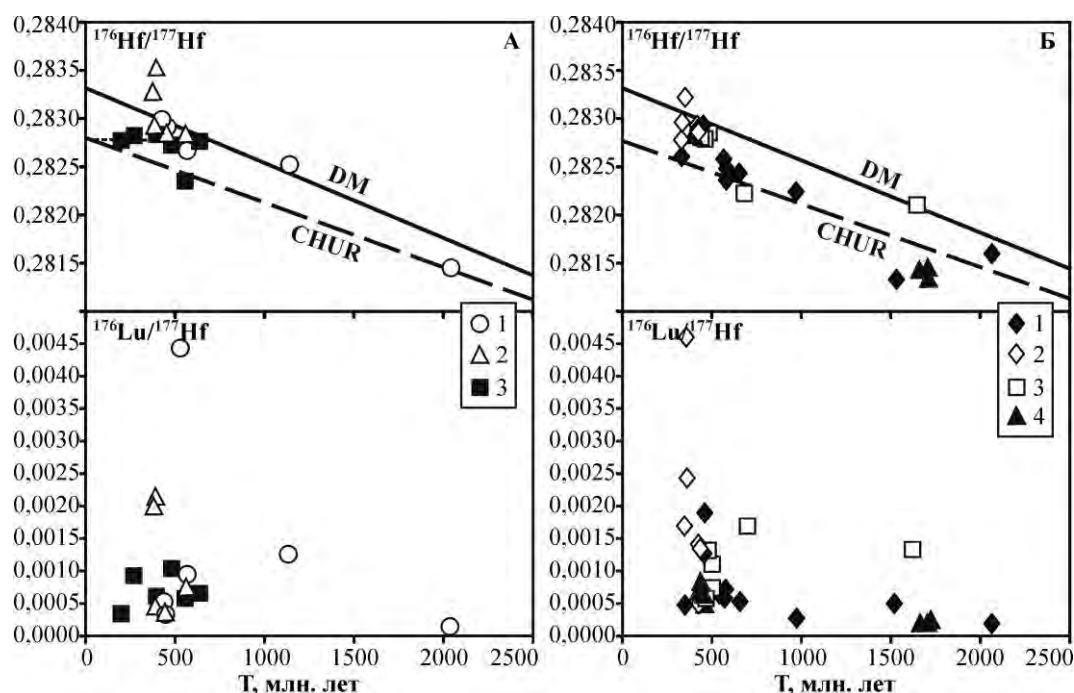


Рис. Начальные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и измеренные отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в зависимости от U-Pb возраста в цирконе лерцолитового комплекса (А) и дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (Б). А: (массив Узьянский Крака) 1 – лерцолит, 2 – гранатовый пироксенит, 3 – дунит. Б: (Волковский массив) 1 – оливин-аноритовое габбро, 2 – лабрадорное габбро; (Нижнетагильский массив) 3 – дунит, 4 – клинопироксенит.

Циркон возрастной группы II присутствует во всех рассматриваемых породах. В оливин-аноритовых габбро он характеризуется параметрами, не исключающими его магматическую природу – имеет умеренные концентрации U (68-306 г/т), Th (46-638 г/т), Th/U (0,4-1,6), низкое La/Yb, отчетливую положительную Ce-аномалию. Судя по изотопному составу Hf ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = -1,5...+5$), источник такого циркона имел пониженное по сравнению с мантийным Lu/Hf отношение. Циркон II в лерцолитах, гранатовых пироксенитах и дунитах массива Узьянский Крака демонстрирует существенные вариации изотопно-геохимических параметров, связанные, вероятно с присутствием микровключений. Вместе с тем, преобладающий тип циркона при варьирующих содержаниях U (77-632 г/т), Th (44-262 г/т), Th/U (0,3-0,7) и сумме РЗЭ (391-917 г/т) имеет более радиогенный изотопный состав Hf ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +8...+13$) и, следовательно, более деплетированный источник (с высоким Lu/Hf) по сравнению с одновозрастным цирконом из габбро Волковского массива. Образование циркона группы II в породах лерцолитового комплекса связано, вероятно, с кристаллизацией микропорций базальтоидного расплава и с реакционным взаимодействием расплава или флюида с древними реликтовыми кристаллами.

Циркон возрастной группы III обоих комплексов и его существенные вариации изотопно-геохимических параметров не зависят от типа вмещающих пород. Это циркон с умеренными и низкими содержаниями U (55-292 г/т), Th (24-194 г/т), Th/U (0,4-1 г/т) и суммы РЗЭ (342-866 г/т). По мере роста кристалла (от центра к краю) в нем наблюдается заметное уменьшение концентрации U и Th при одновременном снижении Th/U, что не соответствует классическим представлениям о кристаллизационной дифференциации, но может быть объяснено реакционным взаимодействием кристалла с расплавом или водным

флюидом [6]. В породах обоих комплексов циркон этой возрастной группы имеет радиогенный изотопный состав Hf ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +9...+16$), обусловленный, вероятно, привнесом избыточного радиогенного гафния при перекристаллизации ранних минералов с высоким Lu/Hf. Образование такого циркона может быть связано с процессами выведения породных комплексов в верхние горизонты коры, сопровождающимися синтетектоническими деформациями и реакционным взаимодействием с базальтоидными выплавками.

Локально распространенный циркон с позднепалеозойскими и раннемезозойскими U-Pb датировками может представлять собой результат преобразований более древних реликтовых зерен при сохраняющемся $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и унаследованном характере распределения РЗЭ. Однако, «омоложение» U-Pb возраста кристаллов за счет потери радиогенного свинца не фиксируется в величинах U-Pb изотопных отношений, которые оказываются строго конкордантными, что возможно в случае полной потери радиогенного свинца при наложенном термальном событии. Вопрос о природе «молодых» возрастных кластеров циркона пока остается открытым.

Приведенные данные по Lu-Hf систематике циркона в габбро-гипербазитовых комплексах Урала, демонстрируют перспективность применения этого метода для более корректной интерпретации SHRIMP-данных и решения генетических вопросов.

Работа выполнена при поддержке конкурсных программ УрО РАН (проекты № 12-с-5-1004, 12-с-5-1011 и 12-п-5-1020), а также гранта СПбГУ 3.37.86.2011.

Литература

1. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404. М.: Наука, 1987. 246 с. 2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с. 3. Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. // Литосфера, 2010. № 2. С. 35-46. 4. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. // ДАН, 2009. Т. 427. № 1. С. 101-105. 5. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. // Геохимия, 2011. № 3, с. 506-522. 6. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melt. 2007 Elements, 3, 43-50.

МИНЕРАЛОГИЯ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ТАШЕЛГИНСКОГО ПОЛЯ, ГОРНАЯ ШОРИЯ

И.Ю. Анникова¹, С.З. Смирнов¹, О.А. Гаврюшкина²

(¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, iyuannikova@mail.ru; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, o.khokhryakova@gmail.com)

Геологическое строение пегматитового поля и возраст сподуменовых пегматитов. Ташелгинское или Мраморное (в терминологии ФГУП «Запсибгеолсъемка») пегматитовое поле расположено в Горной Шории в 40 км к югу от г. Междуреченска Кемеровской области. Пегматитовое поле является частью Ташелгинско-Майзасского рудного узла, приуроченного к зоне Кузнецко-Алатаусского глубинного разлома, пересекающего метаморфические породы Томского выступа [1,2]. Основной структурной единицей Ташелгинско-Майзасского рудного узла является фрагмент зоны Кузнецко-Алатаусского глубинного разлома. Он выполнен породами ташелгинского полиметаморфического комплекса, представленными в существенной мере амфиболитами и карбонатами. Метаморфические породы прорваны небольшими интрузивами основного и кислого состава, среди которых выделяются массивы гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов томского комплекса, имеющие пермо-триасовый возраст 251-236 млн лет и массивы субщелочных гранитов и лейкогранитов порожинского комплекса триасового возраста 211 млн лет [1,3]. По данным U-Pb изотопного датирования магматогенного циркона из жилы «Юрьевская» методом SHRIMP II возраст сподуменовых микроклин-альбитовых пегматитов

Ташелгинского поля составляет 407 ± 13 млн. лет [4]. Очевидно, что значительно более молодые граниты порожинского комплекса не могут являться пегматитогенерирующими. В состав Ташелгинского пегматитового поля входят олигоклаз-микроклиновые пегматиты с биотитом, микроклин-альбитовые пегматиты с мусковитом и микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом. Большая часть пегматитовых тел приурочена к «карбонатному» блоку ташелгинского метаморфического комплекса. «Амфиболитовый» блок прорывается только биотитовыми пегматитами, в то время как мусковитовые и сподуменовые пегматиты полностью локализованы в карбонатных породах. В результате геолого-разведочных работ в пределах Ташелгинского пегматитового поля в коренном залегании были вскрыты 5 пегматитовых жил: Юрьевская, Юбилейная, Ляпуновская, Николаевская и Родченковская со средними параметрами: протяженностью - до 200 м, мощностью - 0,8-1,2 м. Многочисленные глыбовые свалы на склонах и в руслах водотоков указывают на возможность коренного залегания в пределах пегматитового поля других жил.

Результаты полевых наблюдений. В пределах Ташелгинского пегматитового поля наилучшей обнаженностью обладает жила «Юрьевская» сподуменсодержащих пегматитов, вскрытая на 100 м по простиранию разведочной траншеей в левом борту р. Ташелга. Мощность жилы варьирует от 0,4 до 1,4 м. Пегматиты жилы «Юрьевская» - это лейкократовые грубозернистые породы, минеральный состав которых при полевых наблюдениях диагностируется как кварц-полевошпат-сподуменовый с подчиненным количеством мусковита. Сподумен образует удлинённые крупные (до 30 см) голубовато-зеленые и серо-зеленые идиоморфные зерна с характерным шелковистым отливом и не обнаруживает следов вторичного изменения. Серый до темно-серого непрозрачный кварц, как правило, заполняет межзерновое пространство. Среди акцессорных минералов макроскопически диагностируются только бурый гранат и идиоморфный пирит, нередко подвергнутый вторичным изменениям. Наиболее характерными особенностями текстурно-структурного облика жилы «Юрьевская» являются ее отчетливая зональность, наличие в пегматитов директивных текстур, обусловленных субпараллельной ориентировкой кристаллов калишпата и сподумена, а также присутствие S-образных кристаллов сподумена. В строении жилы отчетливо выделяются три зоны: 1) маломощная (5-7 см) приконтактная оторочка, сложенная темно-серым мелкозернистым агрегатом, 2) кварц-полевошпатовая зона с грубозернистой пегматоидной структурой, характеризующаяся значительным содержанием сподумена и постоянным присутствием мусковита, 3) зоны блокового микроклина и кварца, приуроченные к осевой части жилы, распространенные только в отдельных частях жилы и представляющие собой практически мономинеральные обособления.

Микроструктуры пегматитов. Микроскопические исследования сподуменовых пегматитов жилы «Юрьевская» позволили установить, что приконтактная оторочка жилы сложена мелкозернистым агрегатом кварца, биотита и плагиоклаза с подчиненным количеством мусковита, калиевого полевого шпата и граната. Чешуйки слюд ориентированы субпараллельно контакту жилы. Для микроструктуры кварц-полевошпатовой зоны характерны деформация, раздробленность и выкрошенность крупных зерен сподумена и калишпата, обтекание их мелкозернистым агрегатом кварца и мусковита. Сподумен представлен двумя генерациями: сподумен-I – идиоморфный, иногда со сглаженными краями кристаллов, нередко изогнутыми и разорванными и сподумен-II, образующий зернистые и радиально-лучистые агрегаты вокруг кристаллов сподумена-I, либо полностью их покрывающие. Калиевый полевой шпат (до 5 см по удлинению) и плагиоклаз (от десятых долей до первых миллиметров) идиоморфны и представлены в породе примерно в одинаковом количественном соотношении.

Породообразующие и акцессорные минералы. Учитывая гигантозернистость породы, статистически достоверная оценка минерального состава сподуменовых пегматитов жилы «Юрьевская» определялась путем исследования большеобъемной (около 300 кг) пробы. Методом рентгено-фазового анализа определено следующее количественное соотношение породообразующих минералов в сподуменовых пегматитах жилы «Юрьевская»: плагиоклаз (альбит) - 25-30 %, сподумен - 18-22 %, кварц - 15-20 %, калиевый полевой шпат (микроклин) - 15-20 %, мусковит - 10-13 %.

Полевые шпаты в сподуменовых пегматитах представлены альбитом (98,9 % альбитового минала) и ортоклазом (95,5 % ортоклазового минала), причем подавляющее большинство исследованных макроскопически неразличимых полевых шпатов в сподуменовых пегматитах оказались калиевыми полевыми шпатами. Уровни концентрации элементов-примесей в них варьируют в следующих пределах: FeO - 0,00-0,06 мас. %, MnO - 0,00-0,01 мас. %, CaO - 0,00-0,02 мас. %, Na₂O - 0,25-0,76 мас. %, Li - 16,4- 39,3 г/т, Rb - 5959-9765 г/т, Cs - 420,6-1763 г/т, B - 1,52-2,03 г/т, P₂O₅ - 0,00-0,39 мас. %. В плагиоклазах, представленных альбитом, содержание FeO оказалось ниже предела обнаружения, MnO - 0,00-0,01 мас. %, CaO - 0,09-0,14 мас. %, K₂O - 0,06-0,11 мас. %, Li - 3,58 г/т, Rb - 495,6 г/т, Cs - 66,4 г/т, B - 3,42 г/т, P₂O₅ - 0,00-0,01 г/т. Кристаллохимические формулы полевых шпатов, рассчитанные кислородным методом на 8 атомов кислорода, для калиевого полевого шпата - $K_{0,88-0,91}, Na_{0,02-0,07}, Rb_{0,02-0,03}, Li_{0,0-0,01}[Al_{0,98-1,0}Si_{2,98-3,02}O_8]$, для альбита - $(Na_{0,84-0,89}, Ca_{0,01})[Al_{0,99-1,01}Si_{3,02-3,04}O_8]$.

Слюда в сподуменовых пегматитах Ташелгинского поля по составу отвечает мусковитам. Вариации содержаний главных компонентов и элементов-примесей в мусковитах составляют: TiO₂ - 0,04-0,12 мас. %, MgO - 0,19-0,51 мас. %, FeO - 1,94- 3,80 мас. %, MnO - 0,14-0,31 мас. %, Na₂O - 0,10-0,44 мас. %, Li₂O - 0,19-0,31 мас. %, Rb₂O - 0,63-1,08 мас. %, Cs₂O - 0,04-1,37 мас. %, F - 0,30-1,01 мас. %, H₂O - 3,73-5,11 мас. %. Кристаллохимическая формула мусковита, рассчитанная кислородным методом на 11 атомов кислорода, - $(K_{0,75-0,88}, Na_{0,01-0,06}, Rb_{0,03-0,05}, Cs_{0,01})(Al_{1,79-2,01}, Fe_{0,10-0,22}, Mg_{0,02-0,05}, Mn_{0,01-0,02}, Li_{0,05-0,09}) \times [Al_{0,84-1,03}Si_{2,97-3,16}O_{10}](OH)_{1,78-1,93}, F_{0,07-0,22}$.

Состав сподумена отличается следующими вариациями уровней концентрации главных компонентов и элементов-примесей: SiO₂ - 65,44-66,29 мас. %, Al₂O₃ - 27,02-27,76 мас. %, FeO - 0,30-0,63 мас. %, MnO - 0,07-0,15 мас. %, CaO - 0,00-0,01 мас. %, Na₂O - 0,10-0,21 мас. %, K₂O - 0,00-0,10 мас. %, Li₂O - 5,54-7,40 мас. %, Rb - 0,06-106,85 г/т, Cs - 0,63-27,99 г/т, H₂O - 0,04-2,82 мас. %. Кристаллохимическая формула сподумена рассчитывалась несколькими способами: кислородным на 6 атомов кислорода и катионным в двух вариантах - на 1 катион алюминия и на 2 катиона кремния. Наиболее удачным оказался расчёт кристаллохимических коэффициентов на 1 атом алюминия, показавший, что состав сподумена близок к идеальной формуле - LiAlSi₂O₆. Главными элементами-примесями являются Fe и Mn, при этом, если считать, что Fe и Mn, как и для большинства пироксенов, входят в позицию M2, занятую алюминием, тогда сумма положительных зарядов оказывается больше, чем отрицательных - 12,02 и 12,00 соответственно, т.е. не соблюдается баланс зарядов. Если Fe и Mn изоморфно заместят литий в позиции M1, тогда суммарный заряд катионов составляет 12,00, т.е. баланс зарядов соблюдается. Таким образом, можно заключить, что схема изоморфного замещения в сподумене Ташелгинского поля выглядит следующим образом: $2Li^+ = Fe^{2+} + \square$, $2Li^+ = Mn^{2+} + \square$, тогда, формула сподумена из расчёта на 1 атом алюминия - $(Li_{0,69-0,91}, Fe_{0,01-0,02}, Na_{0,006-0,012}, Mn_{0,002-0,004}, K_{0-0,004})Al[Si_{2,01-2,06}O_6]$.

При исследовании акцессорного парагенезиса сподуменовых пегматитов Ташелгинского поля в рассмотрение были взяты и безсподуменные мусковитовые микроклин-альбитовые пегматиты. Набор акцессорных минералов в тех и других

пегматитах оказался идентичным, и, помимо макроскопически диагностируемых граната и пирита, представлен танталит-колумбитом, цирконом, уранинитом, монацитом, микролитом, титанитом, рутилом, ксенотимом, пирохлором, апатитом, баритом, пирротинитом, касситеритом. Подавляющее большинство из этих минералов являются микровключениями в главных породообразующих минералах пегматитов: сподумене, кварце и полевых шпатах, отдельные акцессорные минеральные фазы включены в минералы, также относящиеся к акцессорному парагенезису.

Гранат встречается в виде идиоморфных включений буровато-красного цвета размером от десятых долей миллиметра до первых миллиметров только в породообразующих минералах пегматитов - сподумене, полевых шпатах, кварце и мусковите. Его состав отвечает альмандин-спессартину. Формула, рассчитанная кислородным методом на 12 атомов кислорода, для граната из мусковитовых пегматитов - $(\text{Fe}_{1,07-2,37}, \text{Mn}_{0,57-1,20}, \text{Ca}_{0,02-0,99}, \text{Mg}_{0,07-0,10})\text{Al}_{1,93-2,04}\text{Si}_{2,94-3,05}\text{O}_{12}$; для граната из сподуменовых пегматитов - $(\text{Fe}_{0,54-2,20}, \text{Mn}_{0,70-2,18}, \text{Ca}_{0,00-0,22}, \text{Mg}_{0,10-0,11})\text{Al}_{1,93-2,13}\text{Si}_{2,95-3,06}\text{O}_{12}$. Гранат как в сподуменовых, так и в безсподуменовых пегматитах, характеризуется зональностью: внешние зоны кристаллов обогащены кальцием относительно центральных зон.

Пирит наблюдается в виде изоморфных зерен кубического габитуса размером от 0,5 мм до 2-3 мм, часто несущих следы замещения гидроокислами железа. Зерна пирита, включенные в сподумен, полевые шпаты и мусковиту, одновременно являются «хозяевами» для кварца и танталит-колумбита, что свидетельствует о синхронной кристаллизации пирита и породообразующих минералов.

Циркон представлен идиоморфными микровключениями в гранате и танталит-колумбите, отдельные зёрна циркона как в мусковитовых, так и в сподуменовых пегматитах, содержат обильную вкрапленность уранинита. Исходя из составов цирконов сподуменовых пегматитов, была получена следующая формула минерала, рассчитанная на 4 атома кислорода, - $(\text{Zr}_{0,83-0,92}, \text{Hf}_{0,06-0,11})\text{Si}_{1,01-1,05}\text{O}_4$.

Минералы рода **танталит-колумбита** диагностированы в виде микровключений в кварце, альбите, гранате и пирите. Кристаллы танталит-колумбита, как правило, имеют отчетливые кристаллографические очертания и отличаются неоднородностью состава: в них зафиксированы зоны, обогащённые как Ta, так и Nb, причём в некоторых кристаллах эти зоны являются зонами роста, а в других - закономерно расположенными участками.

Выводы. 1) Ташелгинское пегматитовое поле представлено пегматитами с Li и Ta-Nb минерализацией, при промышленном значении Li минерализации. Главным минералом-концентратором Li является сподумен ($6,24 \pm 0,46$ мас. %), в меньшей степени - мусковит ($0,25 \pm 0,04$ мас. %), и в ещё меньшей степени калиевый полевой шпат ($0,003 \pm 0,001$ мас. %); 2) Текстурно-структурные особенности пегматита жилы «Юрьевская» - наличие деформированных кристаллов полевых шпатов, сподумена и мусковита, обтекание мелкозернистым агрегатом кварца кристаллов сподумена и полевых шпатов - свидетельствуют о влиянии процессов катаклазирования на формирование жилы; 3) Взаимодействие с вмещающими породами - мраморами - проявилось на завершающем этапе становления пегматита, что отразилось в наличии высококальциевых зон граната и замещении окислов Ta, Nb и Ti кальций-содержащими минералами - Ca-микролитом и титанитом; 4) Сходство акцессорной минерализации сподуменовых и безсподуменовых пегматитов позволяет предположить их генетическое родство; 5) Незначительное развитие продуктов гидролиза первичных минералов пегматитов свидетельствует о незначительной роли гидротермальных флюидов в процессе образования пегматитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 123 и гранта РФФИ № 10-05-00913.

Литература

1. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибиер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В. // Стратиграфия, 1999, Т. 7, № 5, с. 28-42. 2. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Малин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000. 120 с. 3. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф., пос. Елань, Кемеровской обл., Новосибирск: Изд-во ОИГМ СО РАН, 2001. С. 18-30. 4. Уваров А.Н., Ляпунов И.А., Юрьев А.А. и др. Прогнозно-поисковые работы на редкие металлы в пределах Ташелгинского рудного района в Кемеровской области за 2005-2007 гг. (в 2-х книгах и 1 папке). Геологический отчет. Елань, ФГУП «Запсибгеолсъемка», 2007, 410 с.

БАНК ДАННЫХ ПО К-Ar ВОЗРАСТАМ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД КИРГИЗСТАНА

Ф.Х. Апаяров

(Северо-киргизская геологическая экспедиция, пос. Ивановка, Киргизстан, apayarov@mail.ru)

Составлен банк данных по К-Ar возрастам интрузивных пород Киргизстана. Банк включает более 450 определений возраста по всей территории Киргизстана за исключением Алайского хребта. Для составления банка использовались данные из съемочных и поисковых отчетов, находящихся в фондах Госгеолагенства Киргизстана, а также из опубликованных источников [1]. Для составления банка использовались результаты К-Ar датирования по минералам (в подавляющем большинстве случаев по амфиболу, а также незначительное количество датировок по слюдам и полевоому шпату). Результаты датирования по породе в целом в настоящий банк данных не включались. Результаты К-Ar датирования пересчитаны с использованием новых значений констант. Каждое значение возраста в банке данных сопровождается координатами точки опробования, силикатным анализом опробованной породы и ссылкой на источник. Авторы планируют опубликовать настоящий банк данных в Интернете и сделать его общедоступным.



Рис. 1. Места опробования интрузивных пород Киргизстана и их К-Ar возраста. Сокращения: СТШ – Северный Тянь-Шань, СрТШ – Срединный Тянь-Шань, ЮТШ – Южный Тянь-Шань.

В данной работе собранные К-Аг возраста проанализированы для выявления природы триасового термального события на территории Киргизстана. Из более 450 определений возраста только 39 имеют значения меньше 250 Ма. Эти 39 проб распределены по территории Киргизстана достаточно закономерно: за исключением 2 проб, все остальные пробы расположены в зонах Атбаши-Иныльчекского, Талассо-Ферганского разломов и в пределах небольшой области в Чаткальском хребте (рис. 1); их возраста укладываются в интервал 250-150 Ма (рис. 2). Таким образом, триасовые возраста интрузивных пород на территории Киргизстана выявлены в узких зонах в основном приуроченных к крупным региональным разломам.

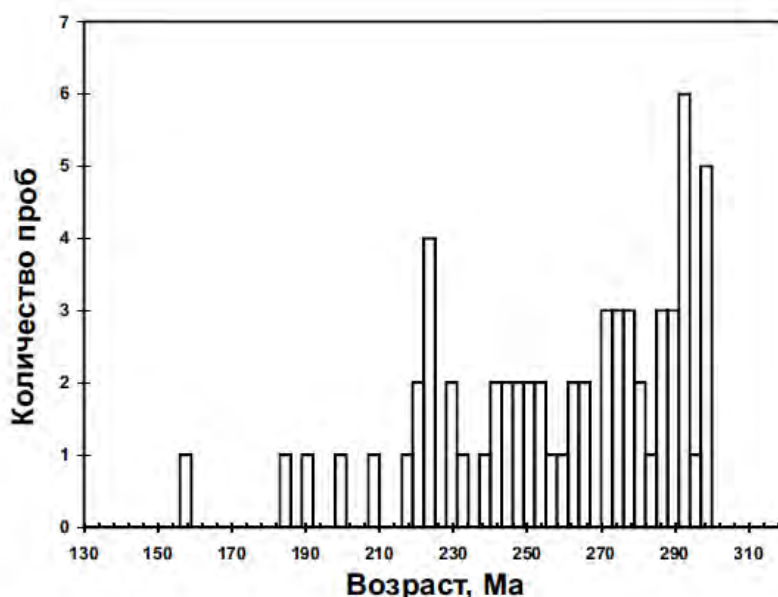


Рис. 2 Гистограмма распределения возрастов интрузивных пород Киргизстана моложе 300 Ма.

Гистограмма распределений возрастов моложе 300 Ма (рис. 2) показывает, что распределение возрастов резко ассиметричное с выраженной левой асимметрией. Мы интерпретируем подобное распределение следующим образом: по-видимому, пик в интервале 300-280 Ма соответствует главной фазе постколлизийного магматизма в регионе [1], а более молодые возраста фиксируют переустановку изотопной системы минералов в результате более поздних термальных событий. Главным из этих событий является триасовое в интервале 250-200 Ма. Пространственное распределение проб с триасовыми возрастами показывает, что зоны высокого теплового потока в триасе были в основном приурочены к крупным разломам и вызвали переустановку изотопных систем в более ранних герцинских интрузиях. Однако высокий тепловой поток мог вызвать и собственно триасовое гранитообразование. Такая природа предполагается для триасовых возрастов интрузий в Чаткальском хребте.

Литература

1. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии / К.О. Осмонбетов, В.И. Кнауф, В.Т. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1: 357 с; Т. 2: 245 с.

КОРРЕЛЯЦИЯ АРХЕЙСКИХ СОБЫТИЙ ВОДЛОЗЕРСКОГО ДОМЕНА В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Н.А.Арестова¹, В.П.Чекулаев¹, С.Б.Лобач-Жученко¹, Л.В.Матвеева², Г.А.Кучеровский¹

(¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, narestova@mail.ru;

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)

Водлозерский домен – крупный палео-мезоархейский фрагмент архейской коры Фенноскандинавского щита [1,2], составляет его юго-восточную часть и характеризуется широким развитием пород, с $T(DM)_{Nd}$ 3,3-3,4 млрд. лет. Центральная часть домена сложена породами тоналит-гранодиоритовой (ТТГ) серии с подчиненным количеством пород основного и среднего состава, наиболее древние из которых имеют возраст 3.15-3,24 млрд. лет [3-6]. Краевые части домена маркируются зеленокаменными поясами, сложенными метавулканитами разного состава и возраста. Полученные в последние годы новые геологические, петрологические и изотопные данные позволяют рассмотреть формирование архейской коры домена на основе установленной последовательности эндогенных и экзогенных процессов и их корреляции для различных районов домена. Корреляция, основанная на имеющихся и новых, неопубликованных геохронологических данных, приведена в таблице, где отражены практически все геологические и геохимические обоснованные данные, сгруппированные по региональному принципу с указанием конкретных пород в центральной, западной, северной и восточной частях домена (таблица). Расположение изученных районов и участков обсуждалось авторами в статьях и в монографии [2]. В формировании коры Водлозерского домена выделяется ряд тектоно-магматических событий, отражающих смену тектонических условий, в том числе, магмогенерации. Наиболее древние породы с возрастом 3,24 млрд. лет установлены и изучены в районах р. Лайручей и среднего течения р. Водла, где они представлены тоналитами, трондьемитами, тоналито-гнейсами с включениями амфиболитов. К этому же времени относится образование ТТ-пород, слагающих восточную часть домена (район рек Винелы и Черевы), которые по составу аналогичны породам Лайручья. Отличием этого района является значительное количество пород диоритового состава, большая часть которых дайки. Высокие отношения в породах ТТГ-серии Sr/Y (около 70) и $(La/Yb)_n > 60$ указывают на значительные глубины магмообразования, а, возможно, на двухстадийную модель образования исходного расплава. Большая часть включений амфиболитов представляет фрагменты даек и по составу сопоставима с метабазами зеленокаменных поясов. Однако амфиболиты р.Водлы с возрастом 3,24 млрд. лет имеют иной состав и рассматриваются как источник древних ТТ-серий домена [16].

Следующий этап ТТГ-плутонизма 3130-3150 млн. лет. отмечен близкими по составу тоналитами районов р.Выг на севере и Палой Ламбы на западе. Главными отличиями их от более ранних ТТГ являются повышенные содержания K_2O и Rb, Y, HREE и более низкие отношения Sr/Y и $(La/Yb)_n$, что может отражать как иной состав источника, так и менее глубинные условия магмообразования.

Ассоциации пород 3020-2900 млн лет широко распространены на всей площади домена. На окраинах домена они представлены вулканитами коматиит-базальтовой и андезит-дацитовый ассоциаций, слагающими зеленокаменные пояса. В тоналитах в районах Палой Ламбы и Лайручья присутствуют дайки основного состава, являющиеся полными

геохимическими и возрастными аналогами метабазальтов. Их возраст равен соответственно 3020 ± 14 и 2967 ± 16 млн. лет [6,7]. Все измерения возраста коматиит-базальтов Sm-Nd методом по породе в целом дали значения в интервале 2913-2960 млн. лет с большой ошибкой. В центральной части домена к этому этапу относится становление расслоенной пироксенит-норит-диоритовой интрузии района Лайручья, состав которой

свидетельствует об её образовании из высокотемпературных расплавов, связанных с плюмом и 20% контаминации первичных расплавов коровым веществом [2].

Таблица

Корреляция событий в эволюции Водлозерского домена

	Центр	Запад	Север	Восток
PR	Лайручей, Водла, Шальский, Маткалахта	Хаутаваара, Семч-Койка-ры, Палая ламба, Остер	Выг, Шилос, Каменные озёра	Кенозеро, Черева-Винела.
2600				
2700	габбронорит, Sm-Nd дайка 2608±56 ¹³ Субщел. ам-ты + мет-м Zr 2650±50 ²	дайки габбро ?	Субщел. амфиболиты SH 2680±13 ⁷	
	Охтомозерский, Кубовский м-вы Zr 2703±30 ² , 2680±40 ²	Постклад. граниты SH 2674±35 ⁶ Zr 2684±30 ²	Телекинский массив SH 2705±9 ¹¹	
2800		габбро- пироксенит ?		
	К - риолиты (??) Трондьемиты SH ² 2766±22	санукитоиды Хаутаваара SH 2742±23 Чалка Эльмус Zr 2745±5 ² Бергаул Zr 2730±17 ²	Сиениты SH 2743±15 ¹¹ Конжозеро 2762±9 ¹¹ ТТ-порфиры SH ¹ 2785±15	
2900	Маткалахтин- ский ЗКП 2,75-2,8 (??) арениты SH>2821±15 ¹⁴	андезиты, дациты, Pl- порфиры Zr 2804±31 ¹⁰ Zr 2830±40 ²	андезиты- риолиты SH 2804±12 ¹¹ порфиры Zr 2807±12 ² SH 2832±9 ¹¹	
	Тоналиты SH 2845±6 ⁸ SH 2850±24 ⁸	конгломер-ты	Интрузия тоналитов SH 2857±13 ¹¹ Zr 2859±29 ²	
	Амфиболиты Zr 2860±20 ²	габбро- диориты Zr 2840±30 ² Zr 2849±40 ² Zr 2854±14 ²	Габбро+гра- нодиориты SH 2869±12 ¹²	Габбро Zr 2841±3 ¹³
		Риолит- порфиры Zr 2862±35 ² SH 2866±11 ¹⁰	андезиты- риолиты SH 2857±14 ¹¹ 2875± 50 ¹¹	
		Mg габбро и диориты SH 2892±9 ⁸		Nd 2850±84 ⁹ RO 2878±81 ⁹
3000	гранодиорит Калья Zr 2907±38 ²	трондьемит SH 2903±22 ⁶ SH 2906±14 ⁸ SH 2919±14 ⁶		↓ ?
		андезиты дациты Zr 2935±20 ² Zr 2945±18 ²		?
	Амфиболиты даек SH 2967±16 ⁷	Nd 2944±170 ²	Базальты, коматиты Nd 2913±30 ² 2916±117 ²	Базальты Nd коматиты 2960±150 ²
	расслоенная интрузия Zr 2978±12 ² Zr 2987±11 ²	Базальты, коматиты, габбро SH 3020±14 ⁶	риодацит дайки ? ZR 3015±20 ²	
3100				
3200		Тоналит SH 3141±10 ⁶	ТТГ SH 3146±25 ³ лейкосома Zr 3210±15 ²	
3330	Амфиболиты (дайки?) SH 3240±10 ⁵			
	ТТ-серия SH 3240±11 ^{4,5} Детритовые цирканы SH 3334±11 ¹⁴	Тоналиты SH 3222±21 ⁶		Тоналиты ?

Примечание. Цифра в верхнем индексе около возраста соответствует номеру ссылки в списке литературы. Метод определения возраста: SH - U-Pb по циркону SHRIMP II; Zr - U-Pb по циркону классический; Nd - Sm-Nd по породе в целом; RO - Re-Os. Знак метода стоит перед цифрой возраста.

Завершается этот этап формированием на западной окраине домена трондьемитов с возрастом 2903-2906 млн. лет. Породы этого возраста, приурочены к краевым частям зеленокаменных структур, в частности Палаламбинской и Семченской. При этом в районе Палой Ламбы представлен менее глубинный срез, и этот процесс выражен формированием трондьемитов в виде жильного материала мигматитов, тогда как в районе р. Суны трондьемиты этого этапа слагают значительную площадь вдоль границы структуры, представляя более глубинный срез. Предполагается их образование путем плавления тоналитов основания, что подтверждается составом пород и, прежде всего изотопным составом Nd, согласно которому источник пород имеет возраст 3130-3150 млн. лет.

Этап 2890-2850 млн. лет начинается с формирования дайковых комплексов высокомагнезиальных габбро и диоритов ($mg\# = 0.60-0.75$) на западной окраине домена в поле развития ТТ-пород. Породы даек характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с $(La/Yb)_n = 7$, небольшими отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* = 0.7$), Nb ($Nb/La = 0.33$), Ti ($Ti / Ti^* = 0.6-0.8$). Позднее в окраинных районах домена проявлены субвулканические тела, дайки и реже вулканические породы средне-кислого состава от андезитов до риолитов. Возраст даек западной окраины домена находится в интервале 2866-2854 млн. лет (таблица). Непонятным остаётся положение коматиитов и базальтов Черевско-Винельской структуры, которая располагается на восточной окраине домена, для которых ранее был получен возраст около 3,39 млрд лет [2]. В последнее время возраст этой толщи Sm-Nd методом по породе в целом определён равным 2850 ± 84 , а Re-Os методом - 2878 ± 81 млн. лет [9]. Верхняя граница ограничена возрастом дайки габбро, секущей коматиит-базальтовые вулканы, который составляет 2841 ± 3 млн. лет [13].

Следующие события представлены внедрением базитовых интрузий во всех краевых частях домена. К ним относится самая крупная в Водлозерском домене расслоенная и дифференцированная Семченская интрузия габбро-диоритов площадью около 120 км^2 , более мелкие интрузии Шилосского массива, а также дайки габбро в Черевско-Винельской структуре. Эти интрузии датированы разными методами в узком интервале времени 2869-2840 млн. лет. Интрузии и дайки прорывают деформированные и метаморфизованные породы предыдущих этапов, что указывает на изменение тектонического режима. Базиты интрузий характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с $(La/Yb)_n = 5-9$, небольшими отрицательными аномалиями, Nb и Ti и отрицательными значениями $\epsilon Nd(t)$.

Этап завершают тоналиты с возрастом ~ 2850 млн. лет, которые не имеют широкого распространения и представлены интрузиями на севере (Шилосский массив) и на восточном берегу Онежского озера (район пос. Шальский). По составу они приближаются к ТТГ-породам с возрастом ~ 3150 млн. лет, но изотопный состав Nd указывает на более молодой источник.

Таким образом, с уменьшением возраста ТТГ-пород наблюдается очевидное уменьшение масштабов их проявления, что может быть обусловлено постепенным переходом к более стабильному состоянию коры.

Важным в геологической истории Водлозерского домена является этап 2.8 ± 0.03 млрд. лет, когда был сформирован внутрикратонный Маткалахтинский зеленокаменный пояс, содержащий аренитовые кварциты [14], которые принадлежат платформенной ассоциации и свидетельствуют о стабильном тектоническом режиме. По-видимому, к этому этапу относится образование полимиктовых конгломератов района оз.Остер. В это же время формировались субвулканические и дайковые породы средне-кислого состава в пределах зеленокаменных структур и подчиненные тела поздних трондьемитов, представленные, в частности, на восточном берегу Онежского озера. Эндогенные процессы, последующие за формированием платформенной ассоциации, включающей аренитовые кварциты, выражены внедрением 2,73-2,74 млрд. лет назад интрузий субщелочных санукитоидов

(массивы Хаутаваарский, Чалкинский, Эльмусский, Бергаульский), которые располагаются в зеленокаменных поясах западной части Водлозерского домена. На севере этот магматизм представлен Конжозерским массивом сиенитов. Источником пород такого состава является метасоматизированная мантия, а расплавы возникали на значительных глубинах [2].

Этап 2680-2705 млн. лет хорошо фиксируется на площади всего Водлозерского домена серией интрузий гранитов (массивы Кубовский, Охтомозерский, Телекинский, Хижозерский). Наиболее вероятной моделью образования гранитных магм является частичное плавление более древних ТТГ-серий, с чем согласуются данные об их $T(DM)_{Nd}$ [2]. К этому же этапу следует отнести образование многочисленных гранитных жил, а также образование мигматитов. Завершается архейская история Водлозерского домена дайками субщелочных габбро-амфиболитов, габбро и габброноритов. К этому же временному интервалу (2610-2680 млн. лет) следует отнести локальное проявление метаморфизма гранулитовой фации на восточном берегу Онежского озера.

Таким образом, история геологического развития Водлозерского домена в архее прослеживается на протяжении более 600 млн. лет, начиная с 3.24 млрд. лет. Учитывая результаты изучения детритовых цирконов [14], в строении домена принимают участие и более древние породы с возрастом 3.33 млрд. лет. Анализ геологических и петрологических особенностей магматических пород, свидетельствует, что их большая часть является продуктом плавления мантийного материала, слагающего плюмы, или они представляют собой результат плавления более древних пород коры под влиянием плюмов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00678 и ОНЗ РАН № 4

Литература

1. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26-42.
2. Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий). СПб. Наука. 2005. 711 с.
3. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Толмачева Е.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Лохов К.И., Антонов А.В. // Геохимия. 2008. № 6. С. 947-959.
4. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 2. С. 124-128.
5. Сергеев С.А., Матуков Д.И., Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б. // Геохимия. 2007. № 2. С. 229-236.
6. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. // Доклады РАН. 2012. Т. 442. № 1. С. 67-73.
7. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 508-510.
8. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н. Новые неопубликованные данные. 2012.
9. Puchtel I.S., Huhma M., Walker R.J. // Precambrian Res. 2007. V. 158. P. 119-137.
10. Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2010. С. 5-12.
11. Мыскова Т.А., Житникова И.А., Арестова Н.А., Львов П.А., Лепехина Е.Н. // 2012. Данный сборник.
12. Житникова И.А., Мыскова Т.А., Львов П.А., Пресняков С.Л. // Данный сборник.
13. Salnikova E., Arestova N., Kovalenko A. U-Pb zircon age of gabbro from the Volotsk suite. Goldschmidt conference. Vancouver. 2008. Abstracts.
14. Кожневиков В.Н., Скублов С.Г. // Доклады РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 681-685.
15. Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., Arestova N.A., Kovalenko A.V. // Precambrian Res. 2006. V. 144. P. 239-260.
16. Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20-38.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ИСТОЧНИКИ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИЙ

А.А.Арзамасцев

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, arzamas@ipggg.ru)

В северо-восточной Фенноскандии выделяют несколько эндогенных циклов, наиболее крупные из которых, сопровождавшиеся проявлениями мантийного магматизма, происходили на рубеже 1.9 и 0.38 млрд. лет. С первым, раннепротерозойским этапом связано развитие рифтогенного Печенгско-Варзугского пояса, в формировании которой

выделен предрифтогенный (2.55-2.3 млрд.лет), раннерифтогенный (2.3-2.2 млрд.лет), позднерифтогенный (2.2-1.95 млрд.лет) и орогенный (1.95-1.75 млрд.лет) этапы [1]. В заключительный, орогенный этап произошло внедрение многофазных щелочных интрузий, ряд из которых обнаруживает аномальные Sr-Nd изотопные характеристики, свидетельствующие о сложных формах корово-мантийного взаимодействия.

Интрузия Гремяха-Вырмес сложена ультрабазитами, щелочными сиеногранитами и фойдолитами. Полученные изотопные датировки показывают, что формирование контрастных по составу интрузивных серий массива происходило в относительно узком возрастном интервале. Так, Rb-Sr изохронная зависимость по всей совокупности образцов отвечает возрасту 1890 млн. лет ($I_{Sr} = 0.7037$), датировки по единичным зернам циркона из нефелинового сиенита и сиеногранита дают средний возраст 1884 ± 6 млн. лет, Rb-Sr минеральная изохрона для фойдолитов массива отвечает возрасту 1894 ± 48 млн. лет ($I_{Sr} = 0.70234$). Sr-Nd изотопные характеристики пород позволяют предположить происхождение ультрабазитовой и фойдолитовой серий из разных мантийных источников, причем фойдолиты имеют сходные изотопные характеристики с карбонатитами протерозойского массива Тикшеозеро [2]. Масс-балансовые расчеты трендов эволюции ультраосновной серии массива обнаружили близость состава исходных магм массива Гремяха-Вырмес ферропикритам, слагающим 4 вулканогенную толщу Печенгской структуры.

Интрузия Соустова демонстрирует иной тип взаимодействия мантийных расплавов с корой. Rb-Sr изохрона по образцам щелочных сиенитов дает значение 1860 ± 12 млн.лет, причем обнаруживается аномально высокое первичное отношение стронция, составляющее $^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0.7215$ [3]. Особенностью щелочных сиенитов массива является повышенные содержания F, Cl, REE, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sn, Be, Li, Rb, Tl, Pb и Cs, отрицательная аномалия Eu, $K/Rb = 190-160$, $Nd/Th = 3$ и $Nb/Ta = 12$. Эти геохимические черты хотя и указывают на значительную долю корового компонента при формировании пород массива, однако это влияние не может быть объяснено простой ассимиляцией материала коры. Предлагается модель, согласно которой образование пород массива Соустова обусловлено воздействием в протерозойское время на древние тоналит-трондjemитовые гнейсы метасоматизирующего флюида, богатого щелочами, F и Cl и генетически связанного с мантийными расплавами, давшими начало фойдолит-карбонатитовым сериям протерозойских массивов Гремяха-Вырмес и Тикшеозера. Это воздействие вызвало растворение богатого ^{87}Sr биотита, а последующая кристаллизация минералов, в которых Sr является совместимым элементом, (полевые шпаты), привели к увеличению $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и снижению валового содержания Sr в полученном в конечном субстрате. В отличие от Rb-Sr, Sm-Nd изотопная система была менее чувствительна к растворению минералов с повышенным Sm/Nd отношением, и поэтому сохранила неизменным первичное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$.

Полученные в результате изучения протерозойских интрузий результаты позволяют заключить, что уже в период 1.9 млрд. лет в сублитосферной мантии региона, т.е. в мантийном киле, в ходе процессов плюм-литосферного взаимодействия сформировались области, обогащенные некогерентными элементами и способные продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы.

Палеозойский этап эндогенной активности в северо-восточной Фенноскандии проявился внедрением в полностью стабилизированные блоки докембрийского фундамента крупнейших агапитовых массивов, карбонатитовых интрузий, роев щелочных даек и алмазонасных кимберлитов. К наиболее ранней фазе (427 ± 6 млн. лет назад) отнесены проявления метасоматоза в мантии, предшествовавшего мощному циклу палеозойского магматизма. Этот возраст, полученный нами Rb-Sr изохронным методом при изучении нодулей шпинелевых лерцолитов из трубки взрыва горы Намуайв [4], оказался на 30 млн.

лет древнее времени образования первых проявлений магматизма в северо-восточной части Балтийского щита. Инициальный этап активности (*410-390 млн. лет назад*) маркируется внедрением субщелочной Кургинской интрузии, а также вулканических серий. В течение главного этапа магматизма (*378 - 365 млн. лет назад*) произошло формирование Хибинского и Ловозерского комплексов и карбонатитовых интрузий Ковдора, Африканды, Турьего мыса, Вуориярви и др. Согласно последним данным изотопного датирования, длительность формирования Хибинского массива, начиная со времени заложения кальдеры проседания, первых проявлений в ней вулканической активности и заканчивая образованием дайкового комплекса, оценивается в 25 ± 6 млн. лет. С главным этапом щелочного магматизма совпадает появление в южной части Кольского региона трубок взрыва алмазоносных кимберлитов. Заключительный этап эндогенной активности (*365 - 362 млн. лет назад*) проявлен в образовании даек щелочных пикритов, меланефелинитов, фонолитов, лампрофиров, формировавших многочисленные рои внутри и в обрамлении щелочных массивов.

Можно полагать, что источником палеозойских щелочных магм являлись мантийные субстраты, испытывавшие обогащение некогерентными элементами в результате эндогенных процессов в позднем протерозое. Взаимодействие палеозойского плюма с метасоматизированным в протерозое субстратом, слагающим область сублитосферной мантии, привело к появлению высокообогащенных некогерентными элементами расплавов. Таким образом, появление в ходе палеозойского цикла эндогенной активности щелочных расплавов, образовавших гигантские скопления некогерентных элементов в щелочных интрузиях, связано с неоднократными актами плюм-литосферного взаимодействия, происходившими в ходе протерозойского и палеозойского циклов эндогенной активности.

Финансовая поддержка РФФИ (грант 12-05-00244).

Литература

1. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В. Основные черты геологического строения северо-востока Балтийского щита. // Кольская сверхглубокая. (В.П. Орлов, Н.П. Лавров, ред.). М: МФ "ТЕХНОНЕФТЕГАЗ", 1998. 260 с. с.7-35. 2. Tichomirowa M., Grosche G., Götz J., Belyatsky B.V., Savva E.V., Keller J., Todt W. // Lithos 91 (2006) 229–249. 3. Bea, F., Arzamastsev, A., Montero, P., Arzamastseva, L. // Contrib. Mineral. & Petrol., 2001, 140: 554-566. 4. Арзамасцев А.А., Б.В.Беляцкий // Доклады АН, 1999, т.366, № 3, с.387-390.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ДАТИРОВАНИЮ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ТЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Б.Ю. Астафьев¹, О.А. Воинова², Л.К. Левский¹, А.С. Воинов³

(¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ab5229@mail.ru;

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург; ³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)

Терский зеленокаменный пояс расположен в южном обрамлении Имандра-Варзугской структурной зоны на юго-востоке Кольского полуострова. Пояс прослеживается почти через весь Кольский полуостров в субширотном направлении от озера Имандра на западе до восточного побережья Белого моря. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, слагающие Терский зеленокаменный пояс, образуют синформы и моноклинали, окаймляющие гранито-гнейсовые куполовидные структуры. Во многом они сходны с архейскими зеленокаменными поясами Карельской гранит-зеленокаменной области. Возраст метаморфических и метасоматических процессов восточной части Терского пояса

до настоящего времени остается сравнительно малоизученным. Целью данной работы являлось исследование и датирование метаморфических и метасоматических образований, наложенных на породы Терского зеленокаменного пояса.

На данной территории региональный метаморфизм, сопровождавшийся расщеплением и перекристаллизацией пород в флюидонасыщенных зонах, был проявлен по крайней мере дважды: в позднем архее и раннем протерозое. Условия формирования пород изменялись от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций умеренных или повышенных давлений. Температуры формирования пород, определенные по составам сосуществующих минералов по программам TPF и TWEEQ [1, 2], оцениваются в интервале 470–590°C при давлении около 4–5 кбар.

Важной петрологической особенностью формирования пород на южном фланге Имандра-Варзугской структуры является их повышенная флюидонасыщенность, проявленная на протяжении всего палеопротерозоя. Это выражается в миндалекаменном основном вулканизме (до 50% миндалиин в составе пород), а также в разнообразном (полевошпатовом, амфиболовом, гранатовом, карбонатном, слюдистом) порфиروبластезе и постметаморфическом метасоматозе, приведших к значительной перекристаллизации исходных пород, а также к широко проявленной кварцево-жильной минерализации, графитовой и золоторудной минерализации метасоматического генезиса. Выделяются метасоматические комплексы раннего и позднего этапов.

Ранее было определено [3, 4], что супракрустальные породы пялочной толщи Терского зеленокаменного пояса по составу и возрасту (2680 ± 14 млн. лет) соответствуют имандровской серии гимольского (верхнелопийского) надгоризонта. Датировки, полученные по прорывающим породы пялочной толщи щелочным гранитам (2680.0 ± 9.2 млн. лет) и связанными с ними дайками (2677 ± 25 млн. лет), не противоречат этому предположению. Более ранние метаморфические события архея, вероятно, были полностью редуцированы вследствие широкого развития последующих метаморфо-метасоматических процессов.

Комплексные геохронологические исследования были проведены локальным методом SHRIMP-II по циркону в ЦИИ ВСЕГЕИ и U-Pb методом (ID-TIMS) по монациту и гранату в ИГГД РАН. Время проявления наложенного раннепротерозойского метаморфизма определено по циркону первой генерации, выделенного из кварц-полевошпатовых гнейсов. По шести локальным точкам зондирования был получен изохронный возраст 1966 ± 13 млн. лет (СКВО=0.89). Возраст раннего этапа метасоматоза определен по второй генерации циркона, а также по монациту и гранату. Изохронный возраст второй генерации циркона составляет 1901 ± 15 млн. лет (СКВО=0.001), что согласуется с возрастом $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})=1903.9 \pm 1.8$ млн. лет по монацитам из этой же пробы.

Полученные результаты подтверждаются U-Pb определениями возраста монацита из других проб этого района. Монациты из глиноземистого плагиогнейса и гранат-кварцевого метасоматита имеют конкордантные возрасты 1903.5 ± 2.3 и 1904.4 ± 2.7 млн. лет (СКВО=1.2 и 1.8, вероятность соответствия конкордантности 0.27 и 0.18 соответственно). Этим данным не противоречит определение возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})=1905.7 \pm 0.87$ млн. лет для монацита из графит-полевошпатового метасоматита. Изохронная датировка по монацитам составляет 1904.5 ± 2.1 млн. лет (СКВО=0.25) и принимается нами за время проявления раннего этапа метасоматоза. Гранат из диопсид-плагиоклазового метасоматита имеет конкордантный возраст 1896.2 ± 3.1 млн. лет (СКВО=1.9, вероятность соответствия конкордантности 0.17) и в пределах погрешности практически не отличается от других датировок по данным породам.

Возраст позднего этапа метасоматоза определен по двум точкам зондирования второй генерации циркона из глиноземистого плагиогнейса. Оба определения дают конкордантные

возрасты 1775 ± 13 и 1766 ± 13 млн. лет ($СКВО=0.20$ и 0.46 , вероятность соответствия конкордантности 0.66 и 0.50 соответственно). За возраст позднего этапа метасоматоза было принято средневзвешенное значение двух определений, равное 1770.5 ± 9.1 млн. лет, $СКВО=0.92$.

Таким образом, в породах Терского зеленокаменного пояса установлены процессы свекофеннского регионального метаморфизма (1966 ± 13 млн. лет) и два этапа метасоматоза (1904.5 ± 2.1 и 1770.5 ± 9.1 млн. лет). Полученные геохронологические данные согласуются с геологическими и петрологическими наблюдениями, указывающими, что на протяжении около 150 млн. лет происходила многократная перекристаллизация пород данного геологического комплекса в зоне регионального разлома глубокого заложения на южном фланге Имандра-Варзугской структуры в конце раннего протерозоя.

Литература

1. Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. // Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989. С. 96–126. 2. Berman R.G., Aranovich L.Y. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24. 3. Астафьев Б. Ю., Левченко О. А., Ризванова Н. Г., Воинова О. А., Воинов А. С., Левский Л. К., Макеев А. Ф., Лохов К. И. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, том 18, № 1, с. 1–16 4. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб, изд-во ВСЕГЕИ, 1996, 416 с.

РУДОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (СРЕДИННЫЙ И ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Р. Ахунджанов, У.Д. Мамарозиков, С.О. Зенкова, Ф.Б. Каримова

(Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева АН РУз, Ташкент, rkh.akhundjanov@mail.ru)

Введение. В Западном Тянь-Шане ультрабазит - базитовый магматизм представляется как мантийный и мантийно - коровый, проявленный в венде - кембрии, ордовике - силуре, раннем - среднем карбоне и перми. Выделяются индикаторные магматические формации океанического, островодужного, континентального, активноокаинного и внутриплитного геодинамических режимов [3]. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг под петрографической формацией понимал «... совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы» [2]. Самостоятельность магматической формации определяется, главным образом, составом пород, генетически связанных с ними рудных образований и единством источника магмы. Ряды магматических формаций – это ассоциации, возникшие в геологической обстановке с определенным геодинамическим режимом.

В Срединном Тянь-Шане к докембрийскому основному магматизму относятся дайки диабазов, долеритов и габбро - долеритов, прорывающие плагиограниты Бештор-Тундукского интрузива, образованного в неопротерозое ($961-824$ млн. лет). Рубидий-стронциевыми исследованиями получен абсолютный возраст даек, равный 706 млн. лет и отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705$. Данные показывают, что после апогея позднедокембрийского кислого магматизма и до проявления толеитовых основных даек существовал временной разрыв более 100 млн. лет. Предполагается связь золото - халькопирит-пирит - кварцевых жил с этими дайковыми образованиями [4]. В Южном Тянь-Шане наиболее древней является дунит-гарцбургит-габбровая ассоциация, рудоносная на хром, платиноиды, золото. Предполагается, что по глубинным разломам внедрялась ультраосновная магла, по составу соответствующая гарцбургитам. Ультрабазит - базитовый магматизм фиксируется в Южном Тянь-Шане также образованием пикрит - диабаз - базальтовой ассоциации (419 ± 35 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703$). Породы содержат хромшпинелиды, магнетит, титаномангнетит, ильменит, золото и платиноиды. Следующими

по возрасту являются оливинит - верлит - пироксенит - габбровая и габбро - диабазовая ассоциации. Это ультраосновные и основные породы Тебинбулакского интрузива и даек Мальгузара в Южном Тянь-Шане, несущие титано-магнетитовое и ильменитовое оруденение. Абсолютный возраст их 411 ± 27 млн. лет, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705$. В породах-рудах наблюдается обратная корреляция между хромом и титаном. В ультрабазит - базитовом магматизме особо выделяется образование графитового оруденения, связанного с Бельтауским (Тасказганским) интрузивом, размещенным в горах Кульджуктау (Кызылкумы), сложенным, в основном, габбро - норитами, авгитовыми и роговообманковыми габбро и габбро - диоритами. Среди них наблюдаются участки, переходящие в пироксениты и анортозиты. Перидотиты (лерцолиты) встречаются в виде мелких тел среди габброидов и составляют менее 1% площади интрузива. Габброидные массивы, являясь потенциально рудоносными на графит, имеют акцессорно - минеральную и геохимическую специализацию на титан, медь, никель, кобальт и благородные металлы. Руды распространены как во вмещающих интрузив карбонатных породах, так и в самом массиве. Вышеуказанные ультрабазит - базитовые породы имеют признаки, соответствующие продуктам офиолитовой ассоциации, развитой, согласно [5], как в пределах срединноокеанических хребтов, так и активных окраин с глубоководными желобами и островными дугами.

Вулкано-плутонические ассоциации Срединного и Южного Тянь - Шаня наблюдаются от Приаралья через Центральные Кызылкумы, Нуратау до Чаткало-Кураминского региона в виде полосы, протяженностью от 1300 км до 1500 км при ширине 150-300 км. Формирование магматических и рудных формаций происходило в геодинамических обстановках островных дуг и активных континентальных окраин, характерных для Востока Азии - западнотихоокеанского типа [5]. К островодужным образованиям отнесена ассоциация Срединного Тянь-Шаня, представленная мелкими телами, сложенными горнбленидами, роговообманковыми габбро и аляскитами. Абсолютный возраст пород соответствует позднему силуру раннему девону (409 млн. лет - роговообманковое габбро, 418 млн. лет - аляскит). Отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у этих двух типов пород равны 0,706 и указывают на мантийно - коровую природу расплавов. Вулканы этого возраста представлены базальтами, андезитами, трахириолитами и игнимбритами (426-422 млн. лет; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$). С ними связаны месторождения железа, полиметаллов и наблюдаются акцессорно - минеральные и геохимические признаки специализации ассоциации на титан, золото, серебро и редкие металлы.

В Срединном и Южном Тянь-Шане апогей ультрабазит - базитового магматизма наступил вслед за образованием в D_2 - S_1 мощной толщи доломитов и известняков. Протекал по двум трендам. Магматизм, приуроченный к глубинным разломам и их виргациям, привел к формированию дайковых полей габбро-диабазов, небольших тел пикритов, массивов пироксенитов, гарцбургитов, перидотитов и габброидов. Пикриты Северного Нуратау (Османсай), перидотиты и пироксениты Тамдынского массива петрохимически близки оливиновым пироксенитам интрузивов железорудных месторождений Урала, Юго - Восточной Аляски и Северо - Восточной Японии. Магматогенные рудные породы - магнетитовые и титаномангнетитовые пироксениты и роговообманковые пироксениты Тебинбулака, содержащие халькопирит, ильменитовые и титаномангнетитовые габбро - диабазы и габбро Мальгузара и роговообманковые габбро Тамдытау близко соответствуют рудным магнетит - роговообманковым пироксенитам и горнбленидам железорудных месторождений Урала, Аляски и являются продуктами потенциально рудоносного на железо, титан, медь основного расплава. На диаграмме AFM размещение рудных пироксенитов и габброидов, близкое типу эволюции интрузивов, вулканитов океанических островов позволяет предполагать, согласно [6], образование

рудоносных на железо и титан интрузивных основных пород как результат феннеровского тренда дифференциации ультраосновного расплава. Трахибазальты Тамдытау и Южного Букантау имеют пространственную и временную связь и близость химического состава с железом- и титаносодержащими роговообманковыми габброидными интрузивами Южного Тянь-Шаня, что может свидетельствовать об их генетическом родстве.

Другой тренд эволюции наблюдается у раннекарбонатовых габброидов, ассоциирующих с плагиогранитами. Их вулканогенные аналоги включают базальты, андезибазальты, андезиты и плагиориолиты. Эти вулканические и плутонические образования на диаграмме AFM размещаются между трендами эволюции щелочных базальтоидов и их дифференциатов о. Гавайи и лав Каскадных гор, но несколько выше и левее базальтов СОХ. Базальты и габброиды Южного Тянь-Шаня образуют единое поле в начале ряда, а плагиориолиты и плагиограниты завершают его. Здесь выделяются два ряда пород: базальт (андезибазальт) - андезит - плагиориолит и габбро - плагиогранит. Пространственная и временная совмещенность, а также близость вещественного состава пород позволяют предполагать единство источника этих вулканогенных и плутонических образований. Исходя из значений отношений изотопов стронция 87 и 86, равным 0,704 и 0,711 не исключается возможность их формирования из смешанного типа расплавов (мантия + кора). Габбро - плагиогранитная формация рудоносна на медь, золото, серебро и платиноиды.

В Среднем Тянь - Шане в раннем карбоне после карбонатакопления в D_2-C_1 в результате активизации мантии и внедрения мантийных диапиров во фронтальной части выжатых куполов возникают очаги накопления ультрабазит-базитовых (пикритовых) магм обогащенных железом и титаном. Представляется, что это продукт астеносферного слоя. Итогом последующей дифференциации её или выплавки мобилизата из более глубинных частей является формирование магм основного состава, потенциально рудоносных на железо, титан, платиноиды и золото. Их внедрение является выражением начала орогенного магматизма. Дифференциация этого основного расплава в очаге или промежуточных камерах приводит к образованию незначительных объемов кислых расплавов, из которых сформировались тела плагиогранитов и покровы, субвулканические тела плагиориолитов. Таким образом, в эволюции ультрабазит - базитового магматизма выделяются два этапа внедрения мантийных магм. Последовательность проявления их отражает изменение во времени состава астеносферной мантии от гарцбургитового к пикритовому и, вероятно, пироксенитовому.

Вслед за формированием в средне - верхнекарбонное время надсубдукционных гранитоидных плутонов в геодинамической обстановке «горячих точек» образуются малые интрузии субсеквентного магматизма. Тренд эволюции его начинается с внедрения субщелочных основных магм. Формируется формационный ряд: монцогаббро - сиенодиорит - адамеллит - лейкогранит (308-276 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705-0,711$). С этими плутоническими ассоциациями генетически связано Au, Ag, Cu, W, Mo, Sn, Li, Be, Bi, Ta, Nb, U, Th, РЗЭ оруденение. Внедрению расплавов предшествовали флюиды, содержащие F, B, Cl, CO₂, S и рудные элементы. В результате были сформированы уникальные крупные месторождения Алмалык-Ангренского горно-рудного района медно-молибденовой формации. Медные руды сконцентрированы в диоритах, сиенодиоритах, гранодиорит-, адамеллит - порфирах позднего карбона - ранней перми. Молибденовое оруденение сопряжено с субвулканическими телами риолит - порфиров, дайками гранит - порфиров пермского возраста и наложено на медные руды. С субвулканическими телами автомагматических брекчий и дайками основного - кислого состава сопряжены крупные эпitherмальные месторождения золота - сульфидной, золото - серебряной формаций и серебро - арсенидное с Co, Ni, U и Th оруденение.

Внутриплитными (плюмовыми) являются ассоциации, которые представлены трахидолеритами, трахитами (сиенит - порфирами) и онгонит - лейкогранитовой ассоциацией (278-260 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,707$). В месторождениях, наряду с W, Mo, Sn, содержатся руды в основном Li, Be, Nb, Ta, РЗЭ и других элементов.

Отличительные черты ультрабазитов и базитов различных геодинамических режимов отчетливо устанавливаются по характеру распределения редкоземельных элементов. Породы зон спрединга (Южная Фергана, Северный Нуратау, Тамдытау, Султануиздаг, Зирабулак - Зиаэтдин), согласно нейтронно-активационным и масс-спектрометрическим анализам (ИЯФ АНРУз, ИГиГ АНРУз, ЦЛ «Госкомгеологии» РУз) характеризуются резким преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими. Ультраосновные породы, относимые к продуктам зон субдукции и последующего мантийного диапиризма подобных Западно-Тихоокеанской активной окраине [5], имеют обратные соотношения этих групп редкоземельных элементов. В них микрозондовым анализом определены железистый оливин ($f = 15-19\%$) и магнетиты, которые имеют незначительное количество (до 0,4%) никеля, кобальта, а также феррохромит, содержащий 9 - 15% хрома. Подобные образования установлены в позднепалеозойских габброидах Срединного Тянь-Шаня в виде овальных ксенолитов, имеющих размеры от первых сантиметров до 10 м в диаметре. Представляется, что ксенолиты вынесены из нижних частей литосферы при внедрении мантийного диапира, фиксируемого как высокоскоростное включение в верхней коре.

Характер распределения редкоземельных элементов в габброидах, проявленных в островодужном, активноокеанском континентальном и внутриплитном режимах, вероятно, является преемственным от мантийного и выражен в закономерном увеличении количества легких лантаноидов к конечным этапам ультрабазит - базитового магматизма Срединного и Южного Тянь - Шаня.

Работа выполнена при поддержке гранта ФА - Ф8 - Т004 АН РУз

Литература

1. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 226 с.
2. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Ленинград: ГНТИ Ленхимсектор, 1931. 556 с.
3. Магматические горные породы // Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. Т. 6. 438 с.
4. Дунин-Барковская Э.А., Колоскова С.М. // «Геология и минеральные ресурсы». 2012, №2. С. 20-31.
5. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
6. Грачев А.Ф. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991, №8. С. 91-114.

СООТНОШЕНИЕ ДАЙКОВОГО МАГМАТИЗМА С ДЕФОРМАЦИЯМИ ВМЕЩАЮЩЕГО ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ, РАЙОН ГРИДИНО

И. И. Бабарина

(Геологический институт РАН, Москва, fisana@ya.ru)

Введение. В пределах архейско-палеопротерозойской истории Беломорской эклогитовой провинции в районе с. Гридино разнообразные по составу континентальные породы (гнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, граниты, фрагменты и дайки основного и ультраосновного состава) подверглись неоднократному метаморфизму, история которого включала эклогитовую, неоднократные гранулитовые и ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации [1].

Важной и до сих пор неразрешенной проблемой является расшифровка геологической структуры и связь ее с архейскими и палеопротерозойскими этапами деформаций и

метаморфизма, что имеет большое значение для понимания геодинамической эволюции региона. В данном случае реперное значение играют рои мафических даек, повсеместно распространенных в районе Гридино.

Упрощенно деформации можно разделить на три группы: покровные (додайковые), синмагматические (связанные с внедрением мафических даек) и наложенные на все комплексы).

Покровные деформации. По результатам геолого-структурно картирования (рис) установлены реликты древней метаморфизованной покровной структуры, образованной (в плане) чередованием относительно массивных полей гнейсов с горизонтами и линзами меланжа (мощностью до первых сотен метров), насыщенными экзотическими включениями пород, главным образом, основного и ультраосновного состава. Среди включений встречаются апоэклогиты [2], преобразованные в гранат-клинопироксеновые, гранатовые и полевошпатовые амфиболиты. Внутренняя структура апоэклогитовых включений сформировалась до их дезинтеграции, о чем свидетельствует ее срезание границами включений [3]. Вокруг включений апоэклогитов и ультрамафитов иногда сохраняются биотит-амфиболовые гнейсы, которые могут представлять собой метаморфизованные остатки матрикса древнего меланжа. Покровообразование сопровождалось пластическим течением, неоднократным смятием и мигматизацией. В результате сформировались срезанные мигматитовыми жилами пакеты складок, причем мигматитовые жилы иногда также деформированы в том же поле напряжений.

Синмагматические деформации. Внедрение нескольких генераций разновозрастных мафических даек происходило, когда структура была уже практически полностью сформирована, о чем свидетельствует анализ геологической карты (рис). В мелком масштабе наблюдаются отчетливые секущие соотношения всех даек со структурным планом рамы. Дайки пересекают среду очень неоднородного состава и компетентности, с участками разной пластичности и проницаемости. От изменения свойств рамы зависят вариации форм внедрения даже в пределах одной дайки и ее апофизов. Вблизи контактов во вмещающих гнейсах нередко наблюдаются зоны трещиноватости, сопряженные с лево- и правосдвиговыми подворотами гнейсовидности. Амплитуда смещений по сдвигам и сдвиговзбросам не превышает первые метры.

Наложённые деформации. На все комплексы были наложены поздние деформации, которые проявились крайне неоднородно и избирательно, что связано с особенностями состава пород. Это складчатые и разрывные нарушения северо-западного и меридионального простирания. В пределах массивных гнейсовых полей они отмечены в виде открытых малоамплитудных складок. В неоднородных по составу горизонтах и линзах меланжа эти деформации имеют облик пластических, наблюдаются сжатые складки, структуры течения, будинаж, с амфибанизацией и вовлечением в деформации секущих даек.

В пределах отдельных обнажений создается ложное ощущение, что зоны меланжа являются постдайковыми. Однако поздние деформации очень локальны, не картируются в мелком масштабе и практически не сказываются на тектоническом строении района (рис). Кроме того, признаки наложенных деформаций чаще наблюдаются в дайках субширотного простирания [4], что обусловлено особенностями поля напряжений. Меридиональные

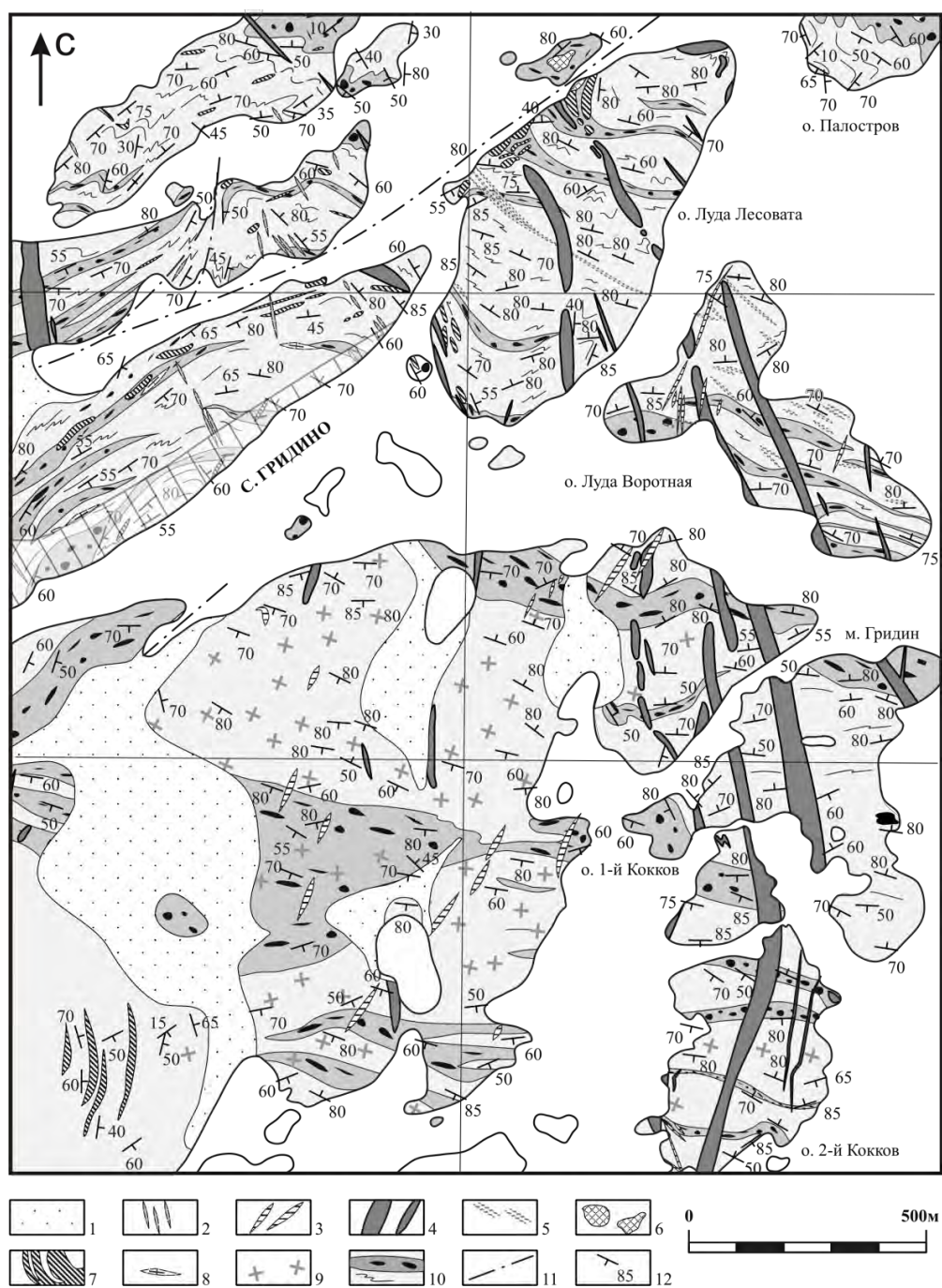


Рис Геолого-структурная карта района Гридино.

1 – Четвертичные отложения; 2 – Метагаббро; 3 – Железистые габбро; 4 – Габбронориты; 5 – Метагаббро-1; 6 – Эпидозиты; 7 – Железистые габбро-1; 8 – Жилы гранитов; 9 – Метаэндербиты; 10 – Гнейсы с горизонтами и линзами реликтов меланжа; 11 – Разрывы; 12 – Элементы залегания.

Закключение. Таким образом, основная структура региона была сформирована в результате дайковых покровных деформаций. Нарушения, связанные с дайковым магматизмом, а также поздние дислокации локальны и дискретны. Степень их проявления зависит, во-первых, от состава, пластичности и проницаемости пород рамы, во-вторых, от пространственного положения даек в наложенном поле напряжений.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00856

Литература

1. Dokukina K.A., Konilov A.N. // Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. Chapter 18, pp. 591–634. 2. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др. // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631. 3. Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И. и др. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 5–20. 4. Степанов В. С., Степанова А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 55–71.

УСЛОВИЯ И ПРЕДЕЛЫ РАСТВОРИМОСТИ ВОДЫ И УГЛЕРОДА В СТРУКТУРЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ ПОРОД

М.С. Бабушкина

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, msbab@mail.ru)

Введение. В связи с процессами мантийного магмообразования и метасоматоза большое значение имеет оценка роли воды и углерода, входящих в структуру породообразующих минералов мантийных пород, в бюджете мантии. В структурах стехиометрически безводных минералов (NAM: оливины, ортопироксены, клинопироксены, гранаты) мантийных ксенолитов в базальтах архипелага Шпицберген (перидотитовой и пироксенитовой серий), шпинелевых перидотитов из базальтов Бартоя и гранатовых перидотитов из кимберлитов (трубка Удачная) изучено содержание и формы H_2O и углерода, а также условия и пределы их растворимости. С учетом модального минерального состава ксенолитов рассчитано содержание структурной воды в ксенолите ($H_2O^{xen}_{tot}$), определены доли H_2O и углеродных группировок в каждом из них. Для того чтобы выявить факторы, влияющие на растворимость воды в структурах NAM, и определить условия ее сохранности были изучены парагенетические ассоциации, определен химический состав минералов, степень окисления железа ($\varphi = Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$). Это позволило определить термодинамические условия (T , P , f_{O_2}) равновесия минералов. Для оценки условий равновесия минеральных ассоциаций в ксенолитах (температура и давление) использованы модифицированные гранат-ортопироксеновый термобарометр и двупироксеновый термометр [1]. Фугитивность кислорода рассчитана с помощью оливин-ортопироксен-шпинелевого [2] и гранат-оливин-ортопироксенового [3] геооксидометров.

Методы исследования. Химический состав минералов определен микронзондовым методом. Содержание закисного и окисного железа в минералах уточнено с помощью мессбауэровского метода [4].

Определение форм структурной воды и углерода в минералах и оценка их содержания производились с помощью метода инфракрасной Фурье-спектроскопии с использованием монокристаллических препаратов. Фурье спектры снимались в неполяризованном излучении в точках пластинок, свободных от включений.

Содержание воды (в ppm) определялось на основе интегральных интенсивностей полос поглощения валентных колебаний OH- и кристаллогидратной H_2O , нормализованных к толщине пластинок, с использованием калибровок Белла [5]. Доля углерода определена на основе соотношения интегральных интенсивностей полос поглощения валентных

колебаний связей СН, СО, ОН- и кристаллогидратной H₂O, нормализованных к толщине пластинки.

Результаты. Исследовались спектры поглощения в области валентных колебаний ОН⁻ (3750-3450 см⁻¹), валентных и деформационных колебаний H₂O (3450-3000 см⁻¹ и 1850-1450 см⁻¹, соответственно), валентных колебаний С-Н (2850-2900 см⁻¹) и С-О (2350 см⁻¹). Поглощение в области 3450-3000 см⁻¹ и 1650 см⁻¹ свидетельствует о существовании структурно-связанных молекул воды в минералах (кристаллогидратной). Содержание структурной воды в минералах из центральных и краевых частей ксенолитов близко, что свидетельствует о ее сохранности при выносе ксенолита на поверхность. В спектрах некоторых клино-, ортопироксенов и оливинов присутствуют полосы поглощения валентных колебаний СО и СН, что может свидетельствовать о вхождении в структуру одной или нескольких форм углерода.

В структурах всех исследованных породообразующих минералов мантийных перидотитов и пироксенитов присутствуют ионы ОН⁻ и молекулы кристаллогидратной H₂O, различающиеся по энергии водородной связи. В структурах клинопироксенов и ортопироксенов из шпинелевых перидотитов Шпицбергена суммарное содержание воды H₂O_{minertot} = (ОН⁻ + H₂O) достигает 400 ppm и 100 ppm, соответственно. H₂O_{minertot} для этих же минералов из перидотитов Бартоя составляет 300 ppm и 70 ppm, из трубки Удачная - 200 ppm и 35 ppm, соответственно, в клинопироксенах из пироксенитов Шпицбергена значения изменяются в пределах 200-300 ppm. Содержание воды в оливинах из перидотитов

Таблица 1

Содержание структурной воды в ксенолитах (H₂O^{хен}_{tot}, ppm), условия равновесия минералов, степень плавления (F%) для перидотитов Шпицбергена, Бартоя и тр.

Образец	H ₂ O ^{хен} _{tot} , ppm*	Δlgf _{O2} ^{FMQ}	F%	T, C	P, kb
Удачная					
Шпицберген					
2162-2-1	41	-0.68	34	1240	39
2166-3	34	-1.79	3	1280	40
2166-8	27	-1.79	32	1270	40
2166-9	54	-1.60	20	1270	40
2166-10	55	-1.85	14	1080	34
2166-18	45	-1.78	29	1260	39
2166-24	40	-1.15	17	1330	42
2166-25	47	-0.47	26	1340	42
2166-11	37	н.о.	36	н.о.	н.о.
Бартоя					
ИА 1	6	-0.16	52	885	14
ИА-2	34	-0.59	51	1030	19
ИА-3	31	-0.22	52	900	15
ИА-2а	58	н.о.	23	н.о.	н.о.
ИА-675	13	-0.30	48	1070	20
ИА-5	77	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Удачная					
У 1	59	-1.2	36	1250	52
У 3	79	-3.31	13	1250	54
У 4	63	-1.48	11	1250	52
ИА-388	98	н.о.	40	1280	57

* Значения H₂O^{хен}_{tot} рассчитаны с учетом модального минерального состава ксенолитов

Шпицбергена варьирует от 10 до 50 ppm, для Бартоя – от 3 до 75 ppm. В оливинах, а также и в гранатах тр. Удачная, содержание воды сопоставимо с таковым для клинопироксенов и максимальные значения достигают 160 ppm и 120 ppm, соответственно. В ксенолитах трубки Удачная, среди летучих, основной объем занимает вода. Для ксенолитов Бартоя доля групп СН в может достигать 0.20, а доля СО колеблется в пределах 0.20-0.65.

Термодинамические условия равновесия минеральных ассоциаций (T , P , f_{O_2}) перidotитов приведены в табл. 1 и табл. 2. Оценки фугитивности кислорода даны относительно фугитивности кислорода для фаялит-магнетит-кварцевого буфера при тех же значениях T и P [$\Delta(\lg f_{O_2})^{FMQ} = (\lg f_{O_2} - \lg f_{O_2}^{FMQ})$].

Суммарное количество воды $H_2O_{tot}^{xen}$, растворенное в структурах минералов перidotитовых ксенолитов (структурная вода) закономерно уменьшается с возрастанием фугитивности кислорода. Наибольшее содержание воды (80 ppm) установлено в ксенолите тр. Удачная при $(\Delta \lg f_{O_2})_{FMQ} = -3.31$. Наименьшее содержание (6 ppm) в ксенолите Бартоя при $(\Delta \lg f_{O_2})_{FMQ} = -0.16$ (рис.1).

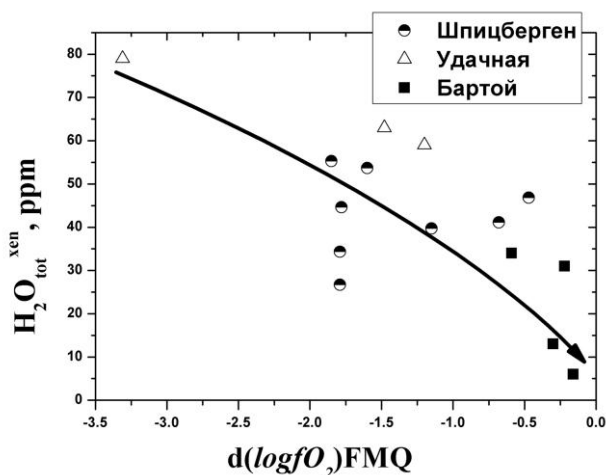


Рис.1. Зависимость содержания структурной воды в ксенолитах от фугитивности кислорода

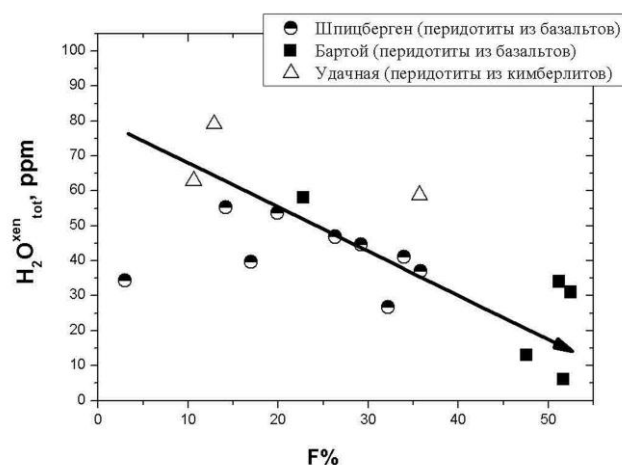


Рис. 2. Зависимость содержания воды в ксенолите от степени плавления перidotита

При возрастании степени парциального плавления перидотита ($F\%$), рассчитанной по химическому составу ксенолитов [6], уменьшается содержание структурной воды $H_2O_{\text{tot}}^{\text{xen}}$ в ксенолите (рис.2). По-видимому, основным механизмом высвобождения летучих из структуры минералов является процесс плавления. Высвобождающаяся вода, в свою очередь, повышает содержание воды в системе перидотит-флюид и тем самым снижает температуру плавления, соответственно, интенсифицируя плавление перидотита.

Заключение. В структурах породообразующих минералов перидотитов верхней мантии архипелага Шпицберген, Бартоя и трубки Удачной (оливины, орто- и клинопироксены, гранаты) присутствует вода в форме ионов OH^- и молекул кристаллогидратной H_2O и углерод в составе групп CO и CH .

Летучие в структуре минералов сохраняются в процессе транспортировки ксенолита базальтами и кимберлитами на поверхность.

Структурно-связанные летучие в минералах перидотитов сохраняются в интервале температур 900-1500°C и давления 15-57 кбар при фугитивности кислорода $\Delta(lgfO_2)$ от -3.31 до -0.16, что свидетельствует о том, что растворенная в НАМ вода прочно связана с их структурами.

Основным механизмом высвобождения летучих из минералов является, по-видимому, процесс плавления перидотитов.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 10-05-01017 и № 11-0500346

Литература

1. Никитина Л. П., Гончаров А. Г., Салтыкова А. К., Бабушкина М. С. // Геохимия. 2010. № 1. С. 17–44.
2. Wood B.J. // Geophys. Res. 1990. V. 97. P. 15845–15851.
3. Gudmundsson G., Wood B.J. // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 56–67.
4. Гончаров А.Г. Редокс состояние континентальной литосферной мантии: $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ минералов мантийных ксенолитов (данные Мёсбауэровской спектроскопии). // Автореф. дисс. канд. геол.-мин.н. Санкт-Петербург, 2012. С. 26.
5. Bell D. R., Rossman G. R., Maldener J., Endish D., Rauch F. // Amer. Miner. 2004. Vol. 89. P. 998–1003.
6. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Вревский А.Б., Пушкарёв Ю.Д., Бабушкина М.С., Гончаров А.Г. // Геохимия. 2009. № 9. С. 910-936.

СПЕЦКУРС "СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ" НА КАФЕДРЕ ПЕТРОГРАФИИ: ОТКУДА ВЗЯЛСЯ И К ЧЕМУ ПРИВЕЛ

В. В. Балаганский

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, balagan@geoksc.apatity.ru)

Основой геологии являются два направления, которые неразрывно связаны друг с другом и кратко определяются как *вещество* и его *строение*. Именно цельная совокупность сведений о том, из чего состоит объект нашего исследования (вещество) и как он устроен (строение) и позволяет нам правильно понять природу объекта и историю его развития. Игнорирование любого из этих двух направлений приводит, как минимум, к недопониманию и природы объекта, и истории его формирования (верные единичные гениальные догадки только оттеняют это реальное положение дел). Миниатюрным примером сказанному является минеральный индивид – однозначно он определяется химическим составом и параметрами его кристаллической решетки (вещество и строение в практически идеальном виде). Тем не менее, литература изобилует примерами, когда очень квалифицированно и подробно рассматривается только одна сторона геологического объекта, а другая освещается очень скудно (причем нередко на основе устаревших представлений и данных). Это обстоятельство, а также глубокая благодарность кафедре петрографии и одному из лучших ее сотрудников – Галине Михайловне Саранчиной, – за

привитое на всю жизнь понимание того, что вещество и строение геологических объектов неразрывно связаны друг с другом и требуют совместного их изучения, и побудили автора к написанию данной заметки.

С момента зарождения петрографии как одной из самостоятельных геологических дисциплин главная ее цель состояла в изучении вещества интрузивных массивов петрографическим методом. Уже в начальный период становления этой дисциплины выдающиеся петрографы отдавали себе полный отчет в том, что отдача от скрупулезных и детальных петрографических наблюдений будет далеко неполной без их сочетания с геологической картой, отражающей ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов строения plutонических пород. Не удивительно, что структурный анализ интрузивных массивов уже в 1928 г. был введен А. А. Полкановым, одним из основоположников отечественной школы не только петрографов, но и геологов-докембристов, в отдельные главы курса полевой геологии и метаморфизма, а с 1945 года структурный анализ был выделен в полностью самостоятельную учебную дисциплину, которая читалась выдающимся петрографом Н. А. Елисеевым [11]. Несмотря на небольшой ещё в те годы объём геологических знаний, у основателей ленинградской школы структурного анализа уже было ясное понимание того, что с ориентировкой самых различных структурных элементов должна быть в той или иной степени согласована ориентировка плоскостных и линейных элементов кристаллической решётки минералов. Это понимание единства строения (структурной анизотропии) геологических тел в макро- и микромасштабе (то, что сегодня называют подобием структурных форм разного масштаба друг другу, их телескопированием и т.п.), причем представленных не только интрузивными массивами, но и различными горными породами, привело к объединению структурного и микроструктурного анализа в рамках единого курса с гордым названием "Структурная петрология". Здесь надо особо подчеркнуть, что это объединение было отнюдь не механическим, а совершенно естественным ввиду тех широких перспектив, которые были очевидными для научных лидеров кафедры петрографии [11]. И еще одно момент должен быть упомянут. Дело в том, что структурный анализ представлял собой дальнейшее развитие структурной геологии, являвшей собой в начале прошлого века описательный подход к складкам и разломам и, к глубокому сожалению, во многом являющейся в России таковой и в настоящее время (например, [17]). Усилиями же А. А. Полканова и Н. А. Елисеева, основы отечественного структурного анализа были заложены на самых современных в то время достижениях структурной геологии, и это, как представляется автору этих строк, продолжает положительно сказываться вплоть до сегодняшних дней.

Итак, в конце двадцатых годов прошлого века к семенам доброго и вечного на кафедре петрографии были добавлены ростки структурного анализа. Чем же обернулось это начинание? Идеи структурного анализа оказались плодотворными при изучении кристаллических пород Кольского полуострова. В 1950-х и 1960-х годах И. Д. Батиева, помимо петрологии широко известных за пределами Кольского полуострова щелочных гранитов, проводила скрупулезные структурные и микроструктурные исследования этих пород, а также вмещающих их супракристалльных образований Кейв, результаты которых, опубликованные в работах [3, 4], и сегодня не потеряли своего значение. Микроструктурные исследования минералов в апатитсодержащих породах и рудах Хибинского массива нефелиновых сиенитов, выполненные Т. Н. Ивановой [13], оказались одним из кирпичиков, на которых основываются наши представления о системах скольжения (совокупность плоскости и направления в кристаллографической решетке) минералов во время их пластической деформации.

Шло время, и вот уже геологи следующих поколений, не только обремененные структурными знаниями, но и существенно их расширившие, начали читать традиционный

для кафедры петрографии курс структурного анализа. Не удивительно, что все они выросли в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (тогда Лаборатория геологии докембрия АН СССР), возглавлявшимся А. А. Полкановым, который и положил начало ленинградской школе структурного анализа. Благодаря их исследованиям, представления о циклическом развитии земной коры в раннем докембрии были дополнены понятием о деформационном цикле как одном из компонентов тектонического цикла [14, 12]. Также следует вспомнить и многочисленные данные об истории деформаций глубоко метаморфизованных и сложно дислоцированных комплексов раннего докембрия, а также выводы о некоторых фундаментальных характеристиках как особенностей самого процесса деформации, так и строения метаморфических комплексов (для автора судьбоносными стали работы [9, 10]).

Все эти идеи терпеливо прививались А. Н. Казаковым, В. Л. Дуком и Ю. В. Миллером, яркими представителями ленинградской школы структурных геологов, не одному поколению студентов, и их почти безнадежный труд не пропал даром. Структурные работы в виде как самостоятельных исследований, так и составной части комплексных исследований были продолжены учениками А. Н. Казакова, В. Л. Дука и Ю. В. Миллера в самых разных регионах России. Больше всего опять повезло Кольскому полуострову. Прежде всего, проблемы деформации кольских раннедокембрийских толщ фундаментального и регионального характера (в связи с вопросами стратиграфии, магматизма и метаморфизма), причем как на макро-, так и микроуровне, были освещены в работах Л. Ф. Добржинецкой [7, 8]. Здесь надо подчеркнуть, что в последних работах Л. Ф. Добржинецкой взаимосвязь вещества и строения геологических тел выступает особенно ярко на новом уровне исследований [20, 21]. Структурными и микроструктурными исследованиями в тесной связи с упомянутыми выше областями геологических знаний и вопросами геохронологии были охвачены беломориды и обрамляющие их с севера лапландские гранулиты, а также их аналоги на южном побережье Кольского полуострова [1, 6, 15, 16]. В конечном итоге наши знания о палеопротерозое северной Фенноскандии претерпели принципиальные изменения, в результате окончательное обоснование получила концепция Лапландско-Кольского коллизионного орогена, ядро которого представляет собой прерывистую полосу ювенильной палеопротерозойской коры, полностью слагающей Лапландский, Умбинский (оба – гранулитовые) и Терский террейны, а также частично террейны Инари и Стрельнинский [19]. Такие же комплексные и результативные работы на базе структурного анализа были успешно выполнены для раннего докембрия Алдано-Станового щита [4, 5]. Структурные исследования проводились и во многих других регионах СССР выдающимися структурными геологами, среди которых нельзя не назвать В. В. Эза, но даже краткое упоминание этих работ выходит далеко за рамки настоящей заметки.

Сейчас на Кольском полуострове растет новое поколение геологов, для которых структурный анализ, по-видимому, становится не просто названием одной из многочисленных областей геологии. Как и в двадцатые годы, становление их как структурных геологов, отталкивается от знаний, накопленных не только отечественными, но и зарубежными геологами. Мировая структурная литература, блестяще обобщенная Дж. Рэмзи [23, 24], убедительно свидетельствует, что в кристаллических породах, находящихся в пластическом состоянии либо на стадии солидификации интрузивных тел, либо благодаря глубокому метаморфизму, ведущая роль принадлежит сдвиговому течению (*ductile shearing*). Автор этих строк, как и многие его коллеги, был воспитан на представлении о том, что складки в подавляющем своем большинстве образуются в результате поведения слоев в процессе складчатости как механически жестких тел, и их шарниры отражают додеформационное положение этих слоев. Оказалось, что это далеко не

так. Важную роль в развитии новых взглядов в структурной геологии сыграло открытие очень специфических по морфологии складок, напоминающих колчан для стрел или ножны для ножа (*sheath folds* [24]), шарниры которых изначально являются искривленными в целом при плоском характере осевой поверхности. Эти колчановидные складки наряду со многими другим своеобразными мелко- и микромасштабными структурными формами сдвигового течения (см. обзор в работе [22]), почти не описывавшихся в отечественных работах прошлых лет, привели к более адекватному описанию процессов деформации в горных породах и более корректному установлению кинематического плана движений. Крайне важно, что эти структуры были получены и изучены экспериментально [18]. Самой удивительной особенностью образования колчановидных складок является их развитие в процессе смещения слоев относительно друг друга, а не в результате внешней силы, приложенной вдоль слоев, когда в случае жесткой реакции пород на деформацию возникают привычные для всех нас складки продольного изгиба.

В настоящее время процессы пластического сдвигового течения воспринимаются уже почти как рядовое явление, и описания мелких колчановидных складок перестают восприниматься как что-то нечто экзотическое. Более того, детальные структурные работы в самых разных регионах мира привели, казалось бы, в уже полностью закартированных и хорошо изученных кристаллических толщах к открытию колчановидных структур, размеры которых измеряются уже километрами и десятками километров. Трудность обнаружения этих структур связана с необходимостью трехмерной реконструкции их морфологии, что далеко не всегда возможно в полевых и тем более в лабораторных условиях. Это примеры из мезозойских образований Северного Омана, палеопротерозойских толщ центральной Австралии и альпийских тектонических покровов. Заинтересованный читатель может ознакомиться с еще одним примером гигантской колчановидной складки из такого казавшимся тектонически спокойным районом Кольского полуострова как Кейвы, освещенной в тезисах доклада С. В. Мудрука с соавторами в настоящей книге (там же можно найти ссылки на упоминавшиеся выше примеры гигантских колчановидных складок). Этот пример сопровождается данными и о характере залегания пород и величине их деформации на разных крыльях колчановидной складки, а также о кинематике движений, без которых выводы о причинах образования этой структуры были бы не вполне обоснованными.

Все сказанное показывает, что преподавание структурного анализа, являющееся как бы изюминкой кафедры петрографии, дало и продолжает давать новые и необычные, но принимаемые мировым сообществом структурных геологов импульсы для дальнейшего развития и структурной геологии, и тектоники. Большая заслуга в этом принадлежит тем людям, которые в далекие уже годы понимали необходимость всестороннего изучения геологических объектов и передали это понимание последующим поколениям геологов.

Данная работа выполнена при частичной финансовой поддержке программой ОНЗ-6.

Литература

1. Балаганский В. В., Глебовицкий В. А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука. 2005. 124-175.
2. Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука. 1976. 224 с.
3. Бельков И. В. Кинитовые сланцы свиты кейв. М.: Изд. АН СССР. 1963. 322 с.
4. Богомолова Л. М. // Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР. 1975. 42-55 с.
5. Богомолова Л. М. Олекминская гранит-зеленокаменная область (структура и история развития). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 1993.
6. Глебовицкий В. А., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Вревский А. Б., Балаганский В. В., Миллер Ю. А. // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука. 2005. 632-663.
7. Добржинецкая Л. Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М.: Наука. 1978. 147 с.
8. Добржинецкая Л. Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука. 1989. 288 с.
9. Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л.: Наука. 1967. 83 с.
10. Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-

метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л.: Наука. 1975. 226 с. **11. Елисеев Н. А.** Структурная петрология. Л.: Изд. ЛГУ. 1953. 503 с. **12.** Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука. 1978. 232 с. **13. Иванова Т. Н.** Апатитовые месторождения Хибинского массива. М.: Госгеолтехиздат. 1963. 286 с. **14. Казаков А. Н., Миллер Ю. В., Дук В. Л., Харитонов А. Л.** Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука. 1977. 159 с. **15. Кислицын Р. В.** Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб. 2001. 22 с. **16. Козлова Н. Е., Балаганский В. В., Богданова М. Н., Реженева С. А.** // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 66–76. **17. Корсаков А. К.** Структурная геология. М.: Изд. РГГРУ. 2009. 325 с. **18. Cobbold P. R., Quinquis H.** // Journal of Structural Geology. 1980. V. 2. No. 2. P. 119–126. **19. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J.** The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, Memoir 32. 2006. P. 579–598. **20. Dobrzhinetskaya, L. F., Wirth, R., Green, H. W.** A look inside of diamond-forming media in deep subduction zones // Proceedings of National Academy Sciences of the United States of America 104 (22). 2007. P. 9128–9132. **21. Dobrzhinetskaya, L. F., Green, H. W.** // Journal of Metamorphic Geology, 25 (2). 2007. P. 83–96. **22. Hanmer S., Passchier C.** Shear-sense indicators: A review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17. 1991. 72 p. **23. Ramsay J. G., Huber M. I.** The techniques of modern structural geology. V. 1. Strain Analysis. London: Academic Press. 1983. 308 p. **24. Ramsay J. G., Huber M. I.** The techniques of modern structural geology. V. 2. Folds and Fractures. London: Academic Press. 1987. P. 309–700.

МЕТАМОРФИЗМ, УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В СВЕКОФЕННИДАХ БАЛТИЙСКОГО (ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО) ЩИТА

Ш.К.Балтыбаев

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, sb@ipgg.ru)

Согласно словарю [1] под *свекофеннидами* понимают раннепротерозойские породы стратиграфического подразделения – «свекофенния» на Фенноскандинавском щите (ФЩ). Такое определение указывает только на возрастную принадлежность пород этого супракрустального комплекса, стратиграфические границы которого еще уточняются [2, 3]. В практике термин *свекофенниды* используется шире и подразумевает любые породы и их ассоциации, возникшие в свекофеннское время. В данной работе термин *свекофенниды* используется для раннепротерозойских, возникших преимущественно из ювенильного источника пород Свекофеннского пояса (СП), ограниченного архейскими комплексами с севера, каледонским и свеко-норвежским (дальсланским) комплексами на западе и погребенным рифейским чехлом на юго-востоке (рис.1). Такое районирование принято в большинстве работ [4, 5 и др.]. На территории России свекофенниды распространены незначительно, а основная их часть сосредоточена в скандинавских странах. Присутствие латеральной неоднородности в свекофеннидах ФЩ, несинхронность кульминации эндогенных событий в разных частях СП, требует комплексного анализа геологической информации по всей площади выхода свекофеннских пород.

Латеральная неоднородность строения СП выражена тем, что в прикратонной (границающей с Карельским кратоном) части пояса развит известково-щелочной магматизм, а супракрустальные породы – преимущественно грауваккового типа (метатурбидиты). Специфичность этой *внешней зоны* свекофеннид подчеркивается составом магматических пород, среди которых преобладают породы *I*-типа габбро-диорит-тоналит-гранитного ряда возрастной группы 1.89-1.86 млрд. лет. Контрастно выглядит удаленная от кратона *внутренняя зона* свекофеннид, где развиты супракрустальные породы повышенной глиноземистости и калиевости, которые прорываются не только интрузиями с возрастом 1.89-1.86 млрд. лет, но и различными гранитами *S*-типа с возрастом 1.83-1.79 млрд. лет.

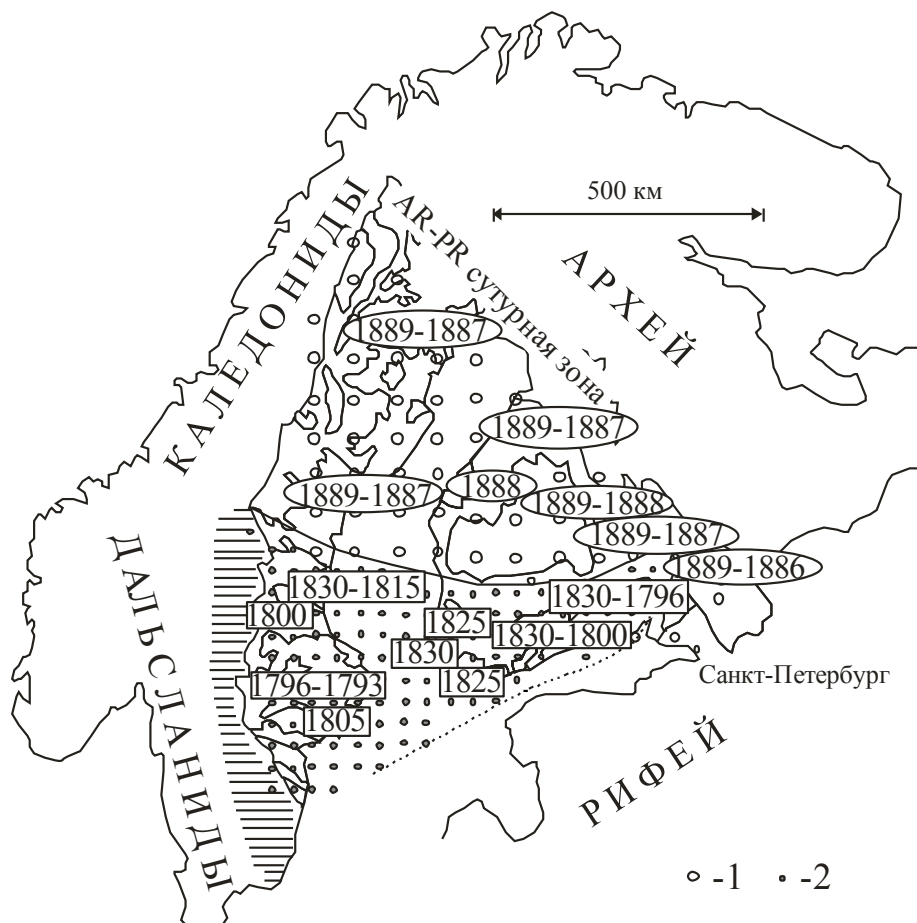


Рис. 1. Свекофениды в пределах Фенноскандии

Зоны: 1 – внешняя, 2 – внутренняя. Цифрами показаны датировки метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций (млн. лет). Штриховкой выделен Транскандинавский магматический пояс.

Латеральную (и временную) неоднородность в свекофенидах создает и обособленное положение магматических пород с возрастом древнее 1.90 млрд. лет - они распространены в зоне сочленения *AR* и *PR* комплексов (комплекс Пюхисалми пояса Саво в Финляндии, в районы Кнафтен и Лулеа в Швеции [6]).

Помимо указанных латеральных отличий, внешняя и внутренняя зоны свекофенид характеризуются существенно разным временем кульминации метаморфизма и ультраметаморфизма, а также других эндогенных событий (рис. 2).

Раннесвекофеннский метаморфизм (1.89-1.87 млрд. лет) пород внешней зоны свекофенид обусловлен термическими аномалиями, возникшими, вероятно, в обстановках надсубдукционной тектоники, и связан с подъемом магматических масс основного и андезитового состава, характерных для этих режимов. Многочисленные габбро-эндербитовые тела, тесно ассоциированные с гранулитовыми комплексами, рассматриваются в качестве дериватов этих глубинных магматических масс [7].

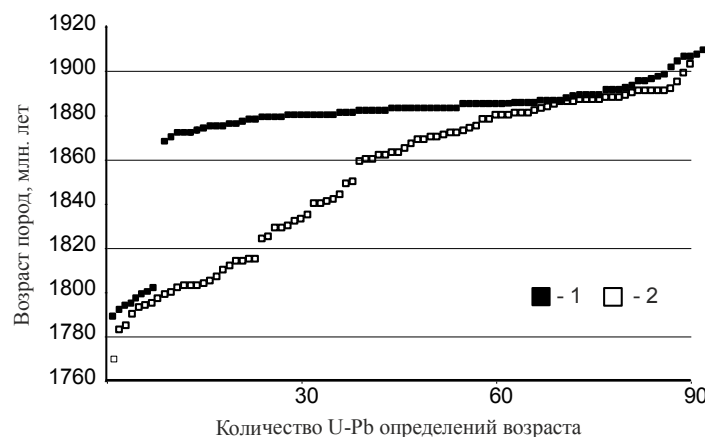


Рис. 2. Частота встречаемости пород разного возраста в двух зонах свекофеннид. Зоны: 1 - внешняя (включая Приладожье); 2 - внутренняя. Следует обратить внимание на отсутствие пород с возрастом 1.86-1.81 млрд. лет во внешней зоне свекофеннид, в отличие от внутренней зоны. Эти данные свидетельствуют о разных трендах эволюции процессов в сравниваемых зонах.

Термические аномалии и более молодой позднесвекофеннский метаморфизм гранулитовой ступени пород внутренней зоны связан с коровым магматизмом. Есть данные, указывающие, что эти аномалии затронули породы, как испытавшие раннесвекофеннский метаморфизм, так и ранее неметаморфизованные (или слабометаморфизованные) породы. При этом области развития ранне- и позднесвекофеннского гранулитового метаморфизма могут быть пространственно сближены как, например, Сулкавский (Финляндия) и Приладожский [8].

Две зоны свекофеннид сопоставимы с *Na* и *K* мигматитовыми провинциями [9], выделяемыми в скандинавских странах и в России. В «натриевой» провинции распространены полимигматиты, особенностью которых является смена состава от существенно тоналитового у ранних генераций лейкосом до гранитного у поздних. Для мигматитов «калиевой» провинции не характерны лейкосомы тоналитового состава, лейкократовый материал в них всегда обогащен калием и имеет высокое *K/Na* отношение. Для них предполагается, что плавление сопровождалось минеральными превращениями: $Bt + Sil + Qtz \rightarrow Cdr + Kfs + L$, $Bt + Sil + Qtz \rightarrow Grt + Kfs + L$ или $Bt + Sil + Qtz \rightarrow Grt + Crd + Kfs + L$.

В свекофеннидах России и южной Финляндии широко распространены интрузии порфировидных микроклиновых гранитов, протягивающиеся в виде субширотного пояса от Приладожья до Аландского архипелага. Возникновение этих гранитов связывали с посторогенной стадией и объединяли их в единый поздне-, посткинематический комплекс [10 и др.]. Возраст некоторых интрузий в составе этого пояса предполагался как 1.84-1.83 млрд. лет [9]. Позже было установлено, что объединению этих гранитов в единый поздне-, посткинематический комплекс противоречат структурные наблюдения и их изотопный возраст. Наличие латеральной неоднородности и несинхронность эндогенных процессов в свекофеннидах также накладывают ограничения на объединение интрузий по отношению к кинематическим событиям без учета их положения в конкретных зонах свекофеннид. Новые данные позволяют считать, что интрузии порфировидных микроклиновых гранитов формируются на разных этапах плутоно-метаморфической активности свекофеннского времени. С учетом этого, рассматриваемые граниты следует подразделять на два комплекса: часть этих интрузий кристаллизовалась 1.87 млрд. лет назад (*U-Pb* по циркону, [11]) и

претерпела метаморфизм амфиболитовой фации 1.85 млрд. лет назад (*U-Pb* по монациту, [11]), а другая их часть действительно является посторогенными и кристаллизовались ~1.80 млрд. лет назад, наряду с рядом интрузий иного состава [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-01036.

Литература

1. Толковый словарь английских геологических терминов, Т. 3. Москва: Мир, 1979. 544 с. 2. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Бибилова Е.В. и др. // Изв. АН СССР. 1981. Сер. геол. № 4. С. 3-13. 3. Шульдинер В.И., Левченко О.А., Яковлева С.З. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 20-33. 4. Gaál G., Gorbatschev R. // Precambrian Research. 1987. V. 35, № 1. P. 15-25. 5. Глебовицкий В.А. // Регион. геол. металлогения. 1993. № 1. С. 7-37. 6. Mellqvist C., Öhlander B., Weihed P., Schoberg H. // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar. 2003. V. 125. P. 77-85. 7. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья // СПб.: Изд. СПбГУ, 2000. 199 с. 8. Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Левский Л.К. и др. // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 268-283. 9. Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. // Precambrian Research. 1993. V. 64. P. 295-309. 10. Сапранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Наука, 1972. 128 с. 11. Балтыбаев Ш.К., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. // Доклады АН. 2004. Т. 398, № 4. С. 519-523. 12. Иваников В.В., Конопелько Д.Л., Пушкарев Ю.Д. и др. // Вестн. С.-Петерб. ун-та. 1998. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 76-80.

ПРЕЦИЗИОННОЕ U-Pb (ID-TIMS) ДАТИРОВАНИЕ ЕДИНИЧНЫХ ЗЕРЕН ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕИТА ИЗ РЕПЕРНЫХ ПОРОД КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Т.Б. Баянова

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru)

Введенный в практику изотопных U-Pb (ID-TIMS) исследований искусственный трассер ^{205}Pb [1] позволил существенно детализировать последовательность формирования реперных геологических образований Кольского региона.

Для международного полигона Воче-Ламбина, типичного представителя неархейского зеленокаменного пояса и формирования ТТГ мезоархейской коры получены новые U-Pb возраста для единичных зерен цирконов (рис. 1а). Новые U-Pb мезоархейские возраста для единичных цирконов из серых гнейсов Центрально-Кольского блока получены в районе г. Мурманска (рис. 1б), а также Мончегорского района вблизи зерен Ниттис-Варака (рис. 1в). Полученные новые U-Pb мезоархейские возраста по цирконам из ТТГ и серых гнейсов Центрально-Кольского блока существенно изменяют представления о времени формирования континентальной коры Кольского региона. Изотопно-геохимические Sm-Nd, REE, I_{Sr} данные для всех вышеперечисленных пород отражают формирование протолитов пород в интервале 3.4-3.2 млрд. лет, при ϵ_{Nd} в интервале от +1.29 до +3.2, первичных I_{Sr} , равных 0.702. Первичные расплавы для ТТГ полигона Воче-Ламбина могли быть образованы на глубинах, соответствующих давлению от 15-16 до 22 кбар, в равновесии с реститами состава гранатовых амфиболитов из деплетированных мантийных источников [2].

Время метаморфических наложенных процессов амфиболитового метаморфизма на породы серых гнейсов и ТТГ комплексов Центрально-Кольского блока находится в интервале 2776-2704 млн. лет (рис. 1а-в).

Единичные зерна бадделеита были продатированы U-Pb методом для перспективных на ЭПГ руды палеопротерозойские породы и рифы Мончегорского рудного узла.

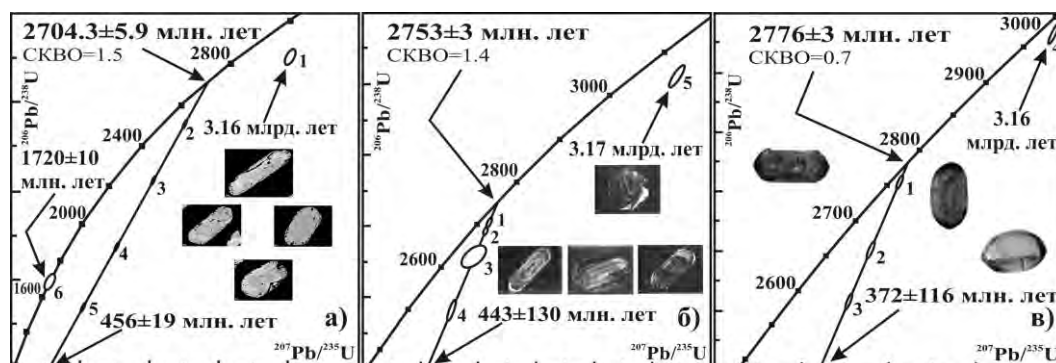


Рис. 1. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов ТТГ комплексов из:

а) метатоналита участка «Южный» Воче-Ламбины (коллекция В.В. Балаганского и Л.Н. Морозовой); б) серых гнейсов Центрально-Кольского блока, г. Мурманск (коллекция Ж.А. Федотова); в) серых гнейсов Мончегорского рудного района, г. Ниттис-Варака (коллекция Ж.А. Федотова).

Единичные зерна бадделеита и циркона были продатированы U-Pb методом из габбро-норит-пегматитов критического горизонта г. Нюд – крупного Cu-Ni месторождения Мончеплутона. Получен новый U-Pb прецизионный возраст, равный 2503.5 ± 4.6 млн. лет (рис. 2а). Впервые были выделены циркон и бадделеит из большой пробы плагиопироксенитов Пентландитового ущелья – зоны сочленения Мончегорского и Мончетундровского массивов. Новый U-Pb возраст для циркона и бадделеита равен 2502.3 ± 5.9 млн. лет (рис. 2б). Этот возраст близок Sm-Nd изохронному возрасту для породообразующих и сульфидных минералов, равный 2501 ± 39 млн. лет, с $\epsilon_{Nd} = +1.1$ (устное сообщение Серова П.А.). Впервые продатировано время формирования Pt-Pd рифа, выделенного в г. Вурэчуайвенч Мончегорского плутона. Новый U-Pb возраст для единичных зерен бадделеита, выделенного из крупнозернистого метагаббро-норита предгорья горы Вурэчуайвенч равен 2498.2 ± 6.7 млн. лет (рис. 2в).

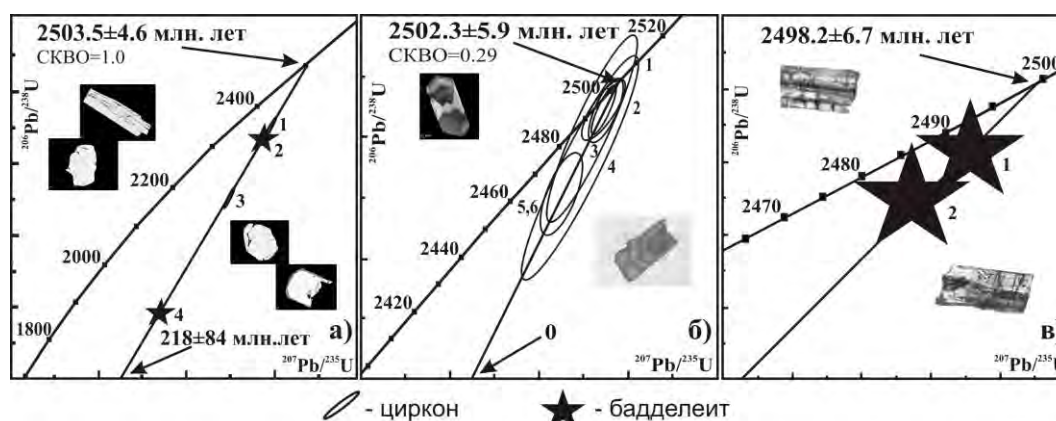


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для:

а) циркона (1, 3) и бадделеита (2, 4) из габбро-норит-пегматита критического горизонта г. Нюд Мончегорского рудного района (коллекция В.Ф. Смолькина); б) циркона (1-3, 6) и бадделеита (4, 5) из плагиопироксенита Пентландитового ущелья зоны сочленения Мончегорского и Мончетундровского массивов (коллекция Л.И. Нерович); в) бадделеита из крупнозернистого метагаббро-норита предгорья Вурэчуайвенч Мончегорского плутона (коллекция В.Ф. Смолькина).

Бадделеит является более надежным геохронометром в U-Pb систематике по сравнению с цирконом, природа которого может быть ксеногенной в расслоенных интрузиях Федорово-Панского и Печенгского рудных узлов [3, 4].

Можно отметить, что палеорекострукции, связанные с формированием и распадом суперконтинентов в истории развития Земли всегда построены на прецизионном U-Pb датировании именно бадделеита из дайковых комплексов, а также силлов и расслоенных интрузий [5].

В палеозойских щелочно-ультращелочных интрузиях бадделеит был продатирован из карбонатитов Себляврского и Вуориярвского массивов с U-Pb возрастом, равным 378 ± 4 млн. лет и 377 ± 4 млн. лет, соответственно. Циркон, выделенный из пироксенитов массива Вуориярви, отразил возраст в 1.5 млрд. лет и ксеногенную природу. Изотопный U-Pb возраст бадделеита из фоскоритовых руд Ковдорского массива равен 382 ± 3 млн. лет [6]. Можно отметить, что координаты семи точек бадделеита на U-Pb диаграмме с конкордией находятся выше дискордии. Новые U-Pb исследования единичных кристаллов бадделеита из Ковдорского массива также систематически отражают положение всех точек выше конкордии и возраст 379.2 ± 0.3 млн. лет. Результатом такого эффекта является присутствие избыточного радиогенного изотопа ^{207}Pb , который является продуктом распада протактиния Pa 231 [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке МОУН РФ (ГК 16.515.11.5013), грантов РФФИ №№ 10-05-00058, 11-05-00570, офи-м 11-05-12012, приоритетных научных программ ОНЗ РАН №№ 2, 4, Interreg-Tacis K-0193, IGCP-599.

Литература

1. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. // Тез. докл. XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова, Москва, 14-16 ноября 2007 г. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 42-43.
2. Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А. // Литосфера, 2011. № 6. С. 14-26.
3. Баянова Т.Б. // Петрология, 2006. Т. 14. № 2. С. 203-216.
4. Bayanova T., Ludden J. & Mitrofanov F. / In: Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D. & Collins A.S. (eds) // Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 2009. N. 323. P. 165-198.
5. Bleeker W., Ernst R. // Dyke Swarms-Time Marker of Crustal Evolution. 2006. Balkema Publ., P. 1-20.
6. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Ред. акад. Ф.П. Митрофанов. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
7. Amelin Yu.V., Zaitsev A.N. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002. Vol. 66. N 13. P. 2399-2419.

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: Р-Т ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

А.В.Березин, А.Е. Мельник, С.Г.Скублов

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, berezin-geo@yandex.ru)

Минеральные эклогитовые ассоциации в базит-ультрабазитах Беломорья известны более 70 лет. В первой половине XX века они были отмечены Н.Г. Судовиковым [1], Л.А. Косым и Г.М. Саранчиной [2]. Но и в настоящее время возраст, параметры метаморфизма и геодинамические модели формирования остаются дискуссионными.

Регионально исследованные участки (р-н с.Гридино и о-ва Керетского архипелага) находятся в пределах керетской и хетоламбинской «толщ» БПП.

Изученная дайка [3] о-ва Воротная Луда мощностью до 3 м сечет гнейсы и дайку габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов (возраст комплекса около 2.4 млрд. лет [4]) на западном берегу о-ва Воротная Луда. Локализация дайки в пластической зоне сдвига устанавливается по волнообразному, местами пламевидному характеру контакта с

вмещающими гнейсогранитами и подворотам в них полосчатости, характеру обрыва и деформаций апофиз.

Породу дайки можно отнести к габбро натровой серии, по соотношению Fe-Mg-Na она является аналогом толеитов с магнезиальностью около 0.4, и, таким образом, соответствует Fe-габбро. Специфический минеральный состав и характер распределения REE, не позволяют отнести эту и другие дайки «Grt-Cpx габброидов» ни к одному из выделяемых в БПП палеопротерозойских дайковых комплексов [4].

Эклогитизированные тела базитов были установлены на островах Сидоров (обр. 202). и ЮЗ Илейка (обр. 223).. Все они имеют характер будин (до 30 метров в поперечнике), облекаемые гранито-гнейсовом матриксом. Эклогитизация проявляется в развитии участков (линейных зон и прожилков), которые наложены на метабазиты, и состоят из граната, моноклинного пироксена с повышенным содержанием Na, амфибола. Тела базитов, как правило, изменены с образованием по периметру кайм интенсивной амфиболизации. Мономинеральные гранатиты развиты в линзовидных полостях раскрытия (до 5м по простиранию). По составу метабазиты о-ва Сидоров соответствуют комплексу габбро-анортозитов, а метабазиты о-ва Ю-З Илейка – комплексу метапорфиритов-гранатовых габбро [4].

Эклогиты имеют гранобластово-порфиробластовую, участками симплектитовую структуру. Порфиробласты граната включены в основную ткань породы, представленную моноклинным пироксеном при подчиненной роли амфибола и плагиоклаза. Кроме этих минералов в эклогитах были установлены: биотит, скаполит, кварц, магнетит, ильменит, титанит, рутил, апатит и пирит, составляющие в сумме не более 2-5% от объема породы.

Гранат представлен порфиробластами альмандина, распределенными в породе достаточно равномерно. Для него характерна слабая зональность, проявленная в уменьшении от центра к краю порфиробластаgrossулярового ($X_{Grs} = 0.28-0.15$) и пиропового ($X_{Prp} = 0.28-0.19$) компонентов и, соответственно, увеличении альмандинового ($X_{Alm} = 0.43-0.51$) и спессартинового ($X_{Sps} = 0.006-0.011$) миналов. В гранате неравномерно распространены включения, представленные кварцем, моноклинным пироксеном, рутилом, амфиболом и хлоритом.

Моноклинный пироксен слагает основную ткань породы и представлен призматическими зернами и, реже, симплектитовыми агрегатами. По составу они могут быть определены как натровые ($X_{Jd} = 0.02-0.21$, $\#Mg = 0.6-0.85$) диопсид-авгиты. Призматические зерна имеют зональность по содержанию Na, которое понижается к краю зерна. Симплектитовый тип агрегатов моноклинного пироксена еще более низконатриевый и образует коронитоподобные структуры вместе с плагиоклазом вокруг более крупных, призматических зерен.

Плагиоклаз, как правило, находится в интерстициальном пространстве и по составу отвечает олигоклазу. В обр. 223 был установлен частично перекристаллизованный плагиоклаз – лабрадор, имеющий, скорее всего, первично магматическое происхождение.

Амфибол представлен как отдельными зернами, так и во включениях в гранате (совместно с моноклинным пироксеном). По составу амфиболы относятся к кальциевой группе и отвечают ряду паргасит-ферропаргасит. Реже амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой, связанной с более высокой магнезиальностью породы (обр. 223). Характерной особенностью всех амфиболов является наличие в них хлора, до 4 мас. %.

Для оценки эволюции параметров метаморфизма использовалась методика THERIAK/DOMINO [5], основанная на минимизации свободной энергии Гиббса, в системе NCKFMATSH при предполагаемом избытке воды с базами данных jun92.bs и tcd55.

Сопоставление вычисленных и реальных параметров минералов позволили построить Р-Т тренд эволюции породы который однозначно фиксирует ретроградную ветвь метаморфизма.

По результатам расчетов можно предположить следующую единую последовательность метаморфических преобразований породы: 1) Наложение на породы метаморфизма в условиях высокобарической амфиболитовой фации (Grt-Bt-Ky-Ort субфация по [6]) при 800-720°C и ~12-13 кбар; 2) Субизобарическое остывание до ~620°C и ~14 кбар и переход в эклогитовую фацию (Pl-Ky-Omph субфация); 3) Понижение условий до эпидот-амфиболитовой фации (Ky-Chl-St субфация) при T=520-550°C и P= 6-7 кбар.

Было установлено, что гранат формировался на всех этапах преобразования породы. Центральные зоны граната не являются равновесными с другими минералами породы, хотя высоконариевый моноклинный пироксен присутствует в виде включений в нем. Следует отметить, что оценка Р-Т параметров метаморфизма по биминеральным геотермобарометрам в этом случае приводит к существенно завышенным значениям Т и Р. Необходимым компонентом ассоциации гранат-моноклинный пироксен является амфибол, что говорит о значительной роли водного флюида.

Общую последовательность изменения минеральных парагенезисов можно представить так: 1) перекристаллизация магматических Сrx и Pl → Сrx1 (с флюидными NaCl включениями) в условиях высокобарической амфиболитовой / гранулитовой фации; 2) распад Сrx1 → Сrx2 + Орх; 3) распад Сrx2 + NaCl-флюид → Amp + Qz, формирование скаполита и Cl-апатита; 4) локальное повышение давления в породе при спаде температуры и переходе в амфиболитовую фацию. В дальнейшем происходило остывание до ~600°C в условиях амфиболитовой фации.

Исследованные зерна циркона из дайки о-ва Воротная Луда отличаются неправильной формой и округлыми очертаниями, их размер в поперечнике достигает 100-200 мкм [3]. Характерной особенностью является размытое «дымчатое» в CL изображении (в серых тонах) внутреннее строение зерен. По всем двенадцати аналитическим точкам, вне зависимости от типа зерна циркона, получено конкордантное значение U-Pb возраста 1887±13 млн. лет (СКВО = 1.01). Поскольку признаков более раннего циркона магматического происхождения не было установлено конкордантное значение U-Pb возраста циркона из дайки Fe-габбро фиксирует возраст эклогитового метаморфизма.

Циркон из эклогита о-ва Сидоров (обр. 202) представлен двумя разновидностями (рис. 2). Удлиненные (до 150-200 мкм в длину) слабо окатанные призматические зерна с темной в CL окраской и реликтами ростовой осцилляционной зональности составляют не более 10% от общего числа. Остальные зерна имеют округлую и неправильную форму и, как правило, не превышают в поперечнике 100 мкм. U-Pb возраст призматических зерен составляет 2393±9 млн. лет, а более мелких округлых зерен — 1889±9 млн. лет. Все проанализированные зерна циркона с магматической зональностью пробы 223 образуют субконкордантный кластер с U-Pb возрастом 2481±11 млн. лет.

Для эклогитизированного метабазита (обр. 223) изохрона (WR-Cpx-Grt) соответствует возрасту гомогенизации Sm-Nd системы в 1871±15 млн. лет (СКВО = 0.32) и фиксирует возраст образования эклогитовой ассоциации. В цирконах данной пробы (223) не установлено даже зачатков метаморфических кайм, что может свидетельствовать о кратковременном термально-флюидном воздействии.

Магматический возраст протолита эклогитов о-в Керетского архипелага, восстановленный U-Pb методом по циркону, находится в интервале около 2400-2480 млн. лет. Возраст эклогитизации для двух исследованных районов определен как ~1900 млн. лет. Эклогитизация метабазитов происходила при параметрах Р не выше 14 кбар и Т 720-620°C и обусловлена локальным повышением давления с участием флюида. При этом нужно

отметить, что сама суть процесса эклогитизации базитов БПП «...при воздействии на них гранитного вещества...» (фактически – при воздействии флюида) была впервые описана в работах Г.М. Саранчиной [2]. Наложенная амфиболитизация metabазитов при понижении параметров до условий эпидот-амфиболитовой фации (520-550°C и 6-7 кбар) происходила около 1870 млн. лет.

Авторы признательны В.В. Травину, Е.С. Богомолову, коллегам из ЦИИ ВСЕГЕИ и ЯФ ФТИАН за плодотворное сотрудничество.

Литература

1. Судовиков Н.Г. Материалы по геологии юго-западной части Кольского полуострова. Тр. Ленингр. геол. треста. Вып. 10. Л.-М.: Главная редакция геолого-разведочной и геодезической литературы, 1936. 33 с. 2. Саранчина Г.М./ Сб. статей к 70-летию акад. Д.С. Белянкина. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 273-281. 3. Берзин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С.// Доклады АН. 2012. Т. 444. № 6. 4. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 175 с. 5. de Capitani C., Petrakakis K.// Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 1006-1016. 6. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. // Записки РМО. 2008. № 2. С. 1-13.

ШАХТАМИНСКОЕ МО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ND И RV ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон

(Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, berap@igm.nsc.ru)

Молибден-порфировые месторождения локализуются в районах многократного длительного проявления магматической активности. В Сибири они приурочены к гранитоидным массивам (плутонам), а во времени ассоциируют с более поздними дайками порфиров. Петрогеохимические характеристики плутоногенных и порфировых пород во многом близки, что позволяет рассматривать их как производные единой длительно развивающейся рудно-магматической системы, соответствующие двум этапам ее развития: предрудному (подготовительному) и рудному [1]. Современные изотопные методы исследования способствуют выяснению условий функционирования рудно-магматических систем и, прежде всего, мантийно-корового взаимодействия. В настоящей работе обсуждаются результаты изучения изотопного состава неодама магматических пород и свинца полевых шпатов и рудных минералов Шахтаминского месторождения.

Шахтаминское месторождение приурочено к одноименному гранитоидному массиву (135 км²), который относится к широко распространенному на юго-востоке Восточного Забайкалья шахтаминскому комплексу, небольшие трещинного типа тела которого локализованы в тектонической зоне северо-восточного простираия. Массив включает породы, варьирующие по составу от монцодиоритов до аплитов, среди которых доминируют монцонитоиды и граниты. В пределах массива и вмещающих его пород широко распространены мелкие тела и дайки порфирового комплекса, образующие пояс субширотного простираия. Уран-свинцовый возраст по цирконам (*SHRIMP* метод) составляет для шахтаминских гранитоидов 160-159, для порфиров 159-153 млн. лет. С шахтаминским комплексом ассоциирует рассеянная вкрапленность молибденита в пегматоидных образованиях. Основное молибденовое оруденение проявилось после внедрения даек и штоков порфирового комплекса.

Шахтаминский и порфировый комплексы представлены породами высоко-К известково-щелочной и шошонитовой серий. В составе комплексов преобладают метаглиземистые образования I-типа. Присутствие пород повышенной основности ($SiO_2 < 60$ мас.%) с относительно высокими значениями *Mg#* (60-70) и содержаниями *Ni* (до

226 и 265 ppm), Cr (до 768 и 498 ppm), V (до 147 и 145 ppm) указывает на участие в их формировании мантийного источника или ювенильной (незрелой) коры.

Спектры распределения микроэлементов в породах шахтаминского и порфирового комплексов свидетельствуют о существенной роли субдукционного компонента в развитии рудно-магматической системы. Становление средне-верхнеюрского интрузивного магматизма в Восточном Забайкалье происходило после завершения субдукции. В связи с этим следует предположить в качестве первичного источника рудно-магматической системы метасоматизированную в процессе субдукции мантию и/или мафическую ювенильную кору (*underplating*), формировавшуюся при поступлении базитовых расплавов из метасоматизированной мантии.

Породы в целом характеризуются относительно высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. На рис. 1 их изотопные составы лежат вблизи CHUR и EM II. Из этого следует, что

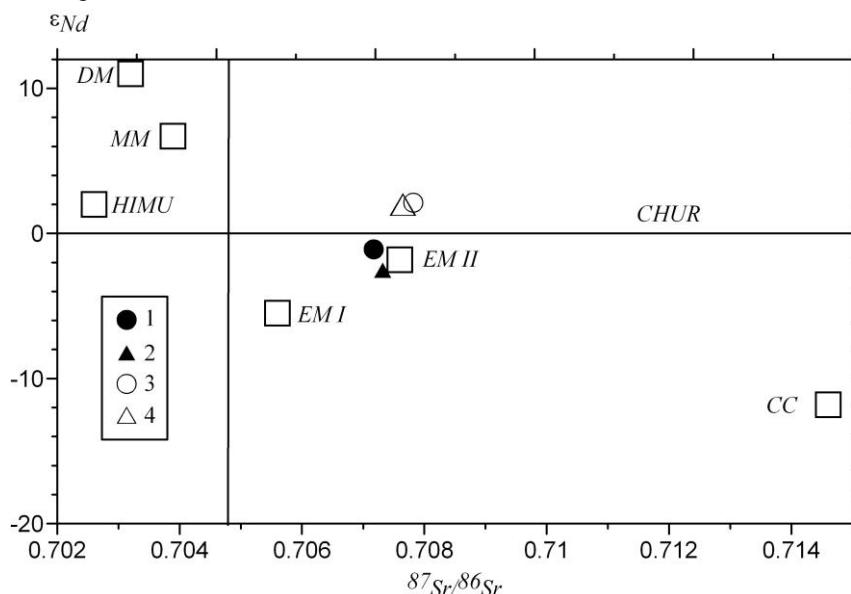


Рис. 1. Диаграмма $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ для магматических пород Шахтаминского месторождения.

Шахтаминский комплекс: 1 – монциты, 2 – граниты. Порфиновый комплекс: 3 – монцит-порфиры, 4 – гранит-порфиры. Мантия (современная): деплетированная (DM), обогащенная неодимом (EM I), обогащенная радиогенным стронцием (EM II), с высоким значением μ (HIMU) по [2], метасоматизированная (MM) по данным среднего состава базальтов островных дуг [3]. CHUR – однородный хондритовый резервуар, CC – континентальная кора по [4]. Использованы изотопные составы стронция по апатитам [5]

породы двух комплексов в целом формировались из расплавов, слабо обогащенных до слабо деплетированных неодимом и обогащенных радиоактивным стронцием. Влияние мантии EM II на развитие магматического процесса не подтверждается величинами отношений несовместимых элементов, используемых в качестве индикаторов модельных мантийных резервуаров [6]. Парные отношения несовместимых элементов и положение изотопных составов пород на рис. 1 между изотопными составами MM и CC свидетельствуют о важной роли в развитии магматического процесса вещества метасоматизированной мантии и коры. Неодимовые модельные возраста T (DM) пород составляют для шахтаминского комплекса ~900, для порфирового ~700 млн. лет. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ шахтаминских гранитов (-2.7), монцитов (-1.1), монцит-порфиров (+2.0) и гранит-порфиров (+2.1).

Увеличение ε_{Nd} от шахтаминских гранитоидов к порфирам предполагает возрастание роли мантийного вещества в магматическом процессе на этапе становления порфирового комплекса. Такая тенденция подтверждается широким развитием даек повышенной основности в составе порфирового комплекса. Близкие значения ε_{Nd} монцонит- и гранит-порфиров отражают относительную гомогенность изотопного состава порфировой магматической системы. При формировании шахтаминского комплекса, в отличие от порфирового, роль корового вещества, согласно уменьшению значений ε_{Nd} , возростала от монцонитов к гранитам.

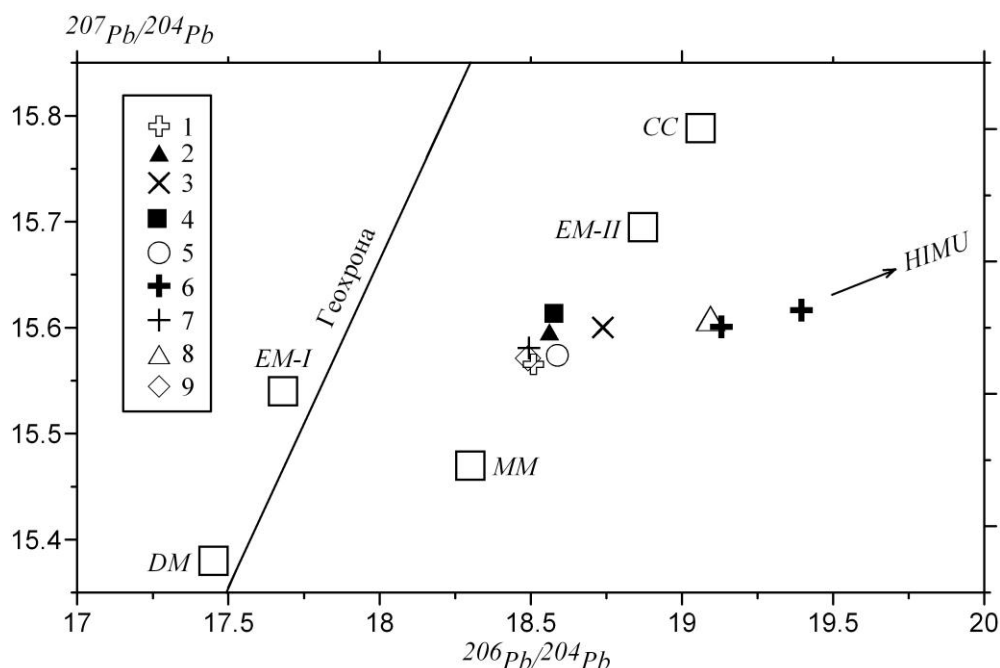


Рис. 2. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для полевых шпатов и рудных минералов Шахтаминского месторождения.

Полевые шпаты: 1 – монцонитов, 2 – кварцевых монцонитов, 3 – гранитов, 4 – монцонит-порфиров, 5 – гранит-порфиров. Рудные минералы: 6 – молибденит, 7 – халькопирит, 8 – пирит, 9 – галенит. DM, EM I, EM II, HIMU по [2], MM по [3], CC по [7].

Изотопный состав свинца определен в полевых шпатах магматических пород и сульфидах рудных образований (рис. 2). На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные составы минералов лежат справа от геохроны, что указывает на участие в рудно-магматическом процессе источников, обогащенных радиогенным свинцом. При этом изотопные составы образуют две линейные последовательности. Одна из них, с крутым, почти вертикальным наклоном, представлена изотопными составами полевых шпатов монцонита, кварцевого монцонита, монцонит-порфира, гранит-порфира, а также рудных минералов – халькопирита и галенита. Изотопные составы этих образований лежат, как и на рис. 1, между изотопными составами MM, EM-II, CC. Вторая последовательность, с пологим наклоном, включает изотопные составы полевого шпата гранита, пирита и молибденита, которые отклоняются от изотопных составов первой группы к составу мантии HIMU, что позволяет предполагать участие в развитии рудно-магматической системы компонента HIMU. Изотопный состав свинца рудных минералов свидетельствует о разных

источниках флюидов, а именно, связанных с гранитоидными магмами для халькопирита и галенита, и, по-видимому, более глубоких, связанных с плюмовой активностью, широко проявившейся на территории Забайкалья в мезозое [8].

Существуют разные точки зрения о роли мантии и коры в формировании *Си-Мо*-порфировых месторождений. На основании геологических и геохимических данных предполагается ведущая роль мантии в формировании существенно медных месторождений и коры при формировании существенно молибденовых месторождений. Однако последние высокоточные исследования крупнейших молибденовых месторождений типа Клаймакс [9] позволяют рассматривать метасоматизированную мантию как источник рудного потенциала региона.

При подъеме базальтоидной магмы большая ее часть кристаллизуется достигнув основания коры. Вследствие этого на границе кора-мантия формировалась ювенильная мафическая кора с геохимическими характеристиками метасоматизированной мантии (повышенными содержаниями воды, летучих и металлов) [10]. Такая кора рассматривается как потенциальный источник флюидов и металлов Шахтаминской рудно-магматической системы. Согласно геологическим и геохимическим данным, базальтоидная магма и выплавки мафической коры взаимодействовали с вышележащей корой при деляминации последней во время коллизии, а также при подъеме расплавов на верхние горизонты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 11–05–00323).

Литература

1. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Сорское// Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1974–1986.
2. Hofmann A.W.// Treatise on geochemistry. Ed.-in Chief: Holland H.D., Turekian K.K. Elsevier Ltd., 2007. V. 2, Chapter 2.03. P. 1–44.
3. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.// Treatise on Geochemistry. Ed.-in Chief: Holland H.D., Turekian K.K. Elsevier Ltd., 2007. V. 3, Chapter 3.18. P. 1–70.
4. Rollinson H. R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., 1993. 352 p.
5. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др.// Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 8. С. 1112 – 1123.
6. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В.// Петрология. 2009. Т. 17, № 2. С. 175–196.
7. Gao S., Luo T.-C. Zhang B.-R. et al.// Geoch. Cosmoch. Acta. 1998. V. 62, № 11. P. 1959–1975.
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
9. Pettker T., Oberli F., Heinrich C.A. //Earth and Planetary Sciences Letters. 2010. V. 296, № 3–4. P. 267–277.
10. Richards P.// Earth and Planetary Sciences Letters. 2011. V. 40, № 1. P. 1–26.

ПРОЯВЛЕНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОДАХ ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Н. С. Бискэ

(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, nataliabiske@yandex.ru)

В Онежском прогибе в раннем протерозое имело место феноменальное по объему и высоким концентрациям накопление органического вещества (ОВ). Здесь, в составе вулканогенно-осадочной заонежской свиты людиковия выделены шунгитоносные горизонты, к которым приурочены залежи мощностью до 120 м с содержанием свободного углерода до 70%. К шунгитоносным горизонтам тяготеют пластовые и пластовосекущие тела недифференцированных габбродолеритов не установленного возраста, объединенные в заонежский магматический комплекс [1]. Мощность силлов обычно не превышает первые десятки метров и лишь в низах разреза шунгитоносной подсвиты составляет 100 и более метров. Объектом исследования данной работы явились интродуцированные габбродолеритами высокоуглеродистые породы известных шунгитоносных залежей.

Породы претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Степень углефикации ОВ отвечает метаантрацитовой стадии..

К наиболее ярким проявлениям контактового метаморфизма обогащенных ОВ пород относится формирование природных коксов. Известно [2], что каменные угли низкой и средней степеней углефикации при нагревании в интервале температур от 350 до 500°C переходят в пластическое состояние и спекаются при температуре от 500 до 600°C, образуя твердый пористый продукт полукок, преобразующийся в кокс при дальнейшем повышении температуры. В процессе коксования выделяются летучие продукты, смола и газ. Основными факторами природного коксования принято считать высокую температуру и скорость прогрева при давлении, не препятствующем удалению продуктов деструкции. Характерными особенностями природных коксов являются пористость и полигональная столбчатая отдельность [3]. Под микроскопом натуральные коксы обнаруживают высокую отражательную способность и анизотропию, проявлением которой служат мозаичные микроструктуры [4], при крайней неоднородности оптических характеристик.

Развитие природных коксов в экзоконтактах базитовых интрузий зафиксировано в пределах залежей высокоуглеродистых пород, расположенных на различных стратиграфических уровнях заонежской свиты. Эталонным объектом исследования послужило Максовское месторождение, в карьерах которого в кровле небольшой, пологозалегающей интрузивной залежи, сложенной аподолеритами, и возле магмоподводящего канала была вскрыта протяженная зона коксования мощностью до 3 м [5, 6]. Коксы темносерые, матовые или со слабым металлическим блеском, обладают пористостью и характерной полигональной столбчатой отдельностью. Столбики высотой до 20 см и диаметром до 5 см ориентированы перпендикулярно плоскости контакта. Над подводящим каналом наблюдаются сноповидные агрегаты столбиков высотой до 1 м. В этой области столбики местами изогнуты, смяты, надвинуты друг на друга. В небольшом ксенолите, расположенном вблизи изменения залегания интрузивного тела от крутого к пологому столбики располагаются радиально. Ярко выраженная обильная пористость (до 40% объема породы) характерна для коксов из непосредственного контакта с силлом. По мере удаления от контакта количество пор, особенно крупных, заметно уменьшается. В контакте с базитами породы залежи нередко раздроблены или брекчированы. Пустоты в коксе обычно заполнены миграционным углеродным веществом и минералами гидротермального генезиса. Многочисленные трещины в стенках магмоподводящего канала залечены «жилным метасапропелитом» - углеродистой породой, пластифицированной под влиянием тепла интрузии. Количество углеродных прожилков и обособлений уменьшается по мере удаления от контакта. Выделения и микропрожилки углеродного вещества обладают высокой анизотропией и обнаруживают тонкозернистые мозаичные микроструктуры, сходные с микроструктурами нефтяных и пековых коксов [4]. Для основной массы кокса характерно развитие ультратонкой (с размером зерен в доли микрона) мозаичной структуры. Содержание углерода в коксах известных залежей колеблется от 20 до 60%, минеральная основа состоит из смеси кварца со слюдой (преимущественно серицитом) или из переменных количеств кварца, слюды, альбита и хлорита. Эндоконтакты силла сложены обуглероженными, миндалекаменными тонкозернистыми порфировыми микродолеритами. В маломощных долеритовых дайках, внедрившихся в шунгитоносные породы Зажогинской залежи, изобилуют ксенолиты вмещающих пород размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В силлах они, по-видимому, полностью растворены. Присутствие микроскопических углеродистых ксенолитов наряду с тонкодисперсным характером распределения углеродистого вещества и особенностями состава краевых зон свидетельствуют в пользу ассимиляции углерода базальтовым расплавом.

Структурные особенности коксов изучались автором методами оптической и электронной микроскопии, рамановской спектроскопии, термического и микрозондового анализа. Были проанализированы имеющиеся в литературе данные [7, 8 и др.]. Как показали исследования, значения структурных параметров углеродного вещества в зонах коксования, несмотря на значительные вариации, коррелируют с величиной теплового поля интрузии, достигая предельных значений в непосредственном контакте. Здесь величина температурного максимума основного термического разложения углеродного вещества по кривым ДТГ и ТГ возрастает до 750°C, а межслоевое расстояние уменьшается до 0,342 нм - значения минимального для неграфитируемого углерода, т.е. для углерода, который не переходит в графит при термообработке до 2800°C. Особенно показательны данные КР-спектроскопии. В спектрах серии образцов (жилы метасапропелита в габбродолеритах – коксы вблизи магмаподводящего канала – и на удалении от него) увеличивается соотношение интенсивностей основных полос рассеяния $I(D)/I(G)$ и наблюдается смещение пика G в сторону больших волновых чисел. В жильном материале эти изменения, отражающие уменьшение степени упорядоченности углеродного вещества, проявляются уже на расстоянии 1 см от контакта. Возможно, это связано с неоднократным поступлением жильного материала. Под электронным микроскопом в породах из зоны коксования наблюдается чешуйчатая морфоструктура скола. Для них характерны высокая отражательная способность, мозаичные микроструктуры и присутствие миграционного углеродного вещества в виде разнообразных агрегатов, состоящих из шариков микронного размера, которые, согласно [4], можно рассматривать как продукты коксования жидких возгонов (смолы или пека), выделившихся из керогена под тепловым воздействием интрузии. Наблюдаются также волокнистые, сферические, конические и цилиндрические образования углерода, формирование которых связано с осаждением из газовой фазы. Подобные формы углерода известны и за пределами приконтактных зон, иногда на значительном удалении от интрузии. На Максовском месторождении породы со столбчатой отдельностью по мере удаления от силла сменяется брекчированными или трещиноватыми шунгитоносными породами с обильными пустотами разнообразной формы, заполненными гидротермальными минералами, углеродным веществом или его тонкой смесью с кремнеземом. Углеродная матрица пород обладает глобулярной морфотекстурой скола, характеризуется более низкой отражательной способностью и отсутствием мозаичных микроструктур.

Наиболее интенсивное воздействие (термическое, механическое, химическое) наблюдается в зонах расслоения магматического расплава. В подошве и кровле силлов габбродолеритов формируются шунгит-базитовые псевдобрекчии [9]. Их мощность достигает 40-50 м, протяженность по разобленным выходам и поисковым скважинам составляет несколько километров. Наиболее изучены шунгит-базитовые псевдобрекчии участка Лебещина. Внутренняя структура брекчий весьма изменчива. Они состоят из обломков аподолеритов от долей миллиметра до нескольких метров в длину, погруженных в углеродистый матрикс. Степень насыщения обломками, их ориентировка, размеры, характер и интенсивность проявления вторичных процессов изменения базитов и матрикса заметно варьируют. Преобладают неправильные по форме, удлинённые фрагменты с признаками пластичных деформаций. Встречаются фрагменты лентообразной, каплевидной, гроздевидной и эллипсоидальной формы, реже – угловатые обломки. Отдельные фрагменты обнаруживают наряду с плоскими гранями грани сложной формы. Крупные автономные образования как правило вытянуты вдоль контакта основного тела, мелкие группируются возле них в виде шлейфов и цепочек, образуют структуры дезинтеграции более крупного обломка, иногда - структуры закатывания. Матрикс пелитоморфный, со следами течения. Слоистость наблюдается лишь в немногочисленных

обломках обуглероженных алевролитов. Ее залегание обычно не совпадает с залеганием пород, вмещающих брекчию. Содержание углерода в породах матрикса достигает 60%. Непосредственно в контакте с силлом и его крупными фрагментами высокоуглеродистые породы ококованы: имеют полигональную микростолбчатую, ориентированную перпендикулярно контакту отдельность и пористую или миндалекаменную структуру. На стенках пор и каверн и в трещинах отлагается углеродное вещество, в котором зафиксированы микрозернистые мозаичные структуры. Более тонкие микроструктуры свойственны матриксу. На контакте, реже на удалении от него, в долеритах наблюдаются жилы малой мощности, сходные по составу и структуре с ококованным матриксом. Жилы прослеживаются на расстояние до 5 м. Обычно в эндоконтактах развита сеть или присутствуют единичные тонкие трещины, а также поры и каверны, выполненные разными формами углеродного вещества и эпигенетичными минералами.

Краевые зоны и фрагменты интрузива сложены мелкозернистыми лейкоксенизированными хлорит-актинолит-альбитовыми породами, неравномерно обуглероженными, с реликтами миндалекаменной и микропорфировой структур. На их состав и текстурно-структурные особенности существенное влияние оказали процессы контаминации и метасоматоза постмагматической стадии. Тепловое воздействие базитов обусловило ускоренное созревание ОБ и выделение огромной массы газообразных и жидких углеводородов. Парогазовые флюиды конденсировались с образованием гидротерм, из которых отложились многочисленные прожилки с углеродным веществом. В связи с низкой проницаемостью пород значительная часть углеводородов осталась запечатанной в виде твердых битумов в цементе брекчии. Внедрявшийся расплав также обогащался летучими, захватывая и переплавляя породы с ОБ. Ведущим процессом образования шунгит-базитовой псевдобрекчии явилось расслоение основного расплава по механизму вязкого сдвига при внедрении в высокоуглеродистые, способные к пластификации породы. Предполагается, что на дезинтеграцию расплава и смешивание его с осадочной породой оказали влияние такие механизмы как механическое давление, термический удар, адвективное всплывание, эксплозия, флюидизация и газогидроразрыв. Степень их участия в формировании псевдобрекчии была весьма различной и видоизменялась во времени и пространстве, фрагментация носила многостадийный характер.

Ококование обогащенных ОБ пород позволяет с достаточной долей условности оценить глубину вмещения интрузий заонежского комплекса в вулканогенно-осадочные толщи заонежской свиты. Поскольку скачок углефикации, с которым связывают приобретение углями свойства спекаемости, отвечает температуре около 100 С° [10], можно предположить, что глубина внедрения составляла 1-2 км, что соответствует гипабиссальным условиям. На ранних стадиях катагенеза обогащенные ОБ осадочные отложения сохраняют в значительной мере влагонасыщенность и углеводородный потенциал. Внедрение высокотемпературного расплава вызвало ускоренное созревание ОБ, массовую генерацию и миграцию углеводородов, а также трансформацию глинистых минералов и кремнезема. Горячие, насыщенные углеводородами водные растворы обусловили интенсивную метасоматическую и гидротермальную переработку тел базитов и пород, слагающих залежи. Как показали макро- и микроскопические наблюдения, значительная часть миграционного углеродного вещества отложилась в пределах приконтактных зон и подверглась существенным преобразованиям. Изменения структурной упорядоченности углеродного вещества нашли отражение в значениях структурных характеристик углерода. Согласно полученным данным, степень структурного преобразования углеродного вещества под термальным воздействием относительно небольших гипабиссальных интрузий определяется не только температурой внедрения магмы, но и скоростью прогрева вмещающих пород и длительностью теплового воздействия интрузии. Определенную роль.

особенно в начальный период внедрения, вероятно, имело и динамическое воздействие магмы. В пользу интенсивного динамического воздействия долеритов свидетельствуют характер залегания интрузивных тел, наличие ксенолитов вмещающих пород и развитие брекчий, а также смятие коксовых оторочек в экзоконтактах интрузий.

Литература

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения) / Отв. Ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с. 2. Русьянова Н. Д. Углехимия. М.: Наука. 2003. 316 с. 3. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России / Ред. В. И. Гинцбург, Т. С. Лысенко. СПб., 2006. 606 с. 4. Штах Э., Маковски М. Т., Тейхмюллер М. и др. Петрология углей. М., Мир. 1978. 554 с. 5. Бискэ Н. С. // Минералогия докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 15-18. 6. Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Первунина А. В., Дейнес Ю. Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 130-142. 7. Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Медведев П. В., Ромашкин А. Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 107-118. 8. Сафронов А. Н., Германов Е. П., Ковалевский В. В. // Материалы II Российского совещания по органической минералогии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2005. С. 187-189. 9. Бискэ Н. С., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. КарНЦ РАН. Петрозаводск. Вып. 7. С. 193-199. 10. Геология и геохимия нефти и газа / Под ред. Б. А. Соколова. М.: Изд-во МГУ. 2000. 384 с.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

М.М. Богина¹, В.Л. Злобин²

(¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, lekhta@mail.ru; ²Геологический институт РАН, Москва, vzlobin@bk.ru)

Введение. Раннепалеопротерозойские (~ 2.45 млрд. лет) вулканы Карельского кратона маркируют стадию инициального рифтинга. Они развиты (с севера на юг) в пределах Паанаярвинской и Кукаозерской структур, Восточно-Карельского пояса (Лехтинская и Шомбинская структуры), Ветреного пояса, и в структурах центральной Карелии (Красная речка, Кумсинская структура, Семчь, Койкары). Детальные работы в пределах Шомбинской и Лехтинской структур и Центральной Карелии (Красная речка, Кумса) в совокупности с имеющимися данными по другим структурам позволили нам выявить, что эти породные ассоциации, имея, общие типоморфные признаки, характеризуются некоторыми индивидуальными особенностями, которые отражают латеральную гетерогенность в проявлениях данного вулканизма.

Восточно-Карельский пояс. В Лехтинской и Шомбинской структурах породы данного возраста представлены бимодальной ассоциацией. Мафитовая компонента включает в себя лавы, лавабрекчии, и туфы базальтов, андезибазальтов при подчиненном количестве андезитов. Породы относятся к известково-щелочной серии и характеризуются невысоким содержанием TiO_2 (как правило, < 1) и Fe_2O_3 , невысокими - умеренными содержаниями MgO (#mg в среднем около 0.4, изредка 0.55), а также низкими содержаниями Cr (27-130, изредка до 200), фракционированными спектрами РЗЭ с умеренным обогащением ЛРЗЭ и ТРЗЭ ($(La/Yb)_n = 4.9-11.7$, $La/Sm_N = 2.3-3.6$, $Gd/Yb_N = 1.66-2.74$), при широких вариациях уровня РЗЭ от 10 до 100 хондритов (рис. 1) [1]. На спайдерграммах отмечаются существенные отрицательные аномалии Nb, при отсутствии или слабой отрицательной аномалии Ti (рис. 1). ϵNd для данных пород характеризуется слабо-отрицательными значениями, варьируя от -1.7 до -0.4. Кислые вулканы, развитые в тесной пространственной ассоциации с основными вулканами, представлены риолитами, дацитами и трахидацитами. Для них присущи широкие вариации индекса глиноземистости, более фракционированные РЗЭ спектры с широкими вариациями по степени обогащения

РЗЭ ($\text{La/Yb}_N=2.09-17.08$; $\text{La/Sm}_N=1.65-4.4$) при слабом фракционировании ТРЗЭ ($\text{Gd/Yb}_N=0.66-2.09$), глубокой Eu аномалии ($\text{Eu/Eu}^*=0.5-0.6$) и уровнях РЗЭ от 70 до 500 хондритов. На спайдерграммах отмечаются глубокие отрицательные Nb, Sr, и Ti аномалии, кроме того, породы обогащены литофильными элементами, что характерно для образований, сформированных во внутриконтинентальной обстановке. Согласно Sm-Nd изотопным исследованиям, риолиты Восточно-Карельского пояса характеризуются широкими вариациями ϵNd , от -3.58 до -9.3, что подразумевает существенный вклад в их формирование различных коровых пород.

Центральная Карелия. Вулканы сумийского возраста на территории Центральной Карелии изучались в пределах Кумсинской структуры и д. Красная Речка. В отличие от вулканитов Лехтинской и Шомбинской структур, в структурах центральной Карелии полностью отсутствуют кислые разности [2]. Основные же вулканиты представлены лавовыми потоками с прослоями туфов и лавабрекчий [3]. По химическому составу породы формируют лавовые потоки базальтов, андезибазальтов, и андезитов и подразделяются на два типа: высоко-Mg, высоко-Cr ($\text{Mg} \# = 46-60$, 215-854 ppm Cr) и низко-Mg, низко-Cr ($\text{Mg} \# = 35-42$, 16-81 ppm Cr). Спектры РЗЭ характеризуются высокой фракционированностью как в легкой, так и в тяжелой части спектра ($\text{La/Yb}_N=5.4-11.5$, $\text{La/Sm}_N=2.4-3.08$, $\text{Gd/Yb}_N=1.58-2.71$) (рис. 1). ϵNd варьирует от -0.7 до -2.0. Следует отметить, что РЗЭ спектры обоих типов пород близки по форме, но первый тип, как правило, имеет более низкие абсолютные содержания РЗЭ, а также более радиогенный состав Nd, что предполагает формирование данной серии пород в основном за счет дифференциации, при крайне незначительной доли коровой контаминации.

Выводы. По сравнению с породами Шомбинской и Лехтинской структур мафиты Центральной Карелии характеризуются более широкими вариациями по SiO_2 , устойчиво более высоким содержанием TiO_2 (что выражено наличием интенсивных положительных Ti аномалий на спайдерграммах по сравнению с отрицательными аномалиями или их отсутствием в Восточно-Карельском поясе (рис. 1)), а также присутствием примитивных высоко-Cr высоко-Mg пород, которые отсутствуют в породах Восточно-Карельского пояса, но развиты в породах Ветреного пояса. По спектрам РЗЭ и изотопному составу Nd сумийские вулканиты Карельского кратона перекрываются, что предполагает их формирование из весьма близких по составу мантийных источников, при незначительной доли или отсутствии коровой контаминации, т.к. в противном случае надо предполагать одинаковый состав и количество корового контаминанта, что для комплексов значительно разнесенных в пространстве трудно представить. При этом породы Восточно-Карельского пояса представлены более эволюционированным рядом, и ассоциируют с кислыми вулканитами, в отличие от пород Центральной Карелии. Возможно это связано с тем, последние внедрялись в более древний и остывший фундамент, что вызвало развитие хрупких деформаций и разрывов, по которым магма устремилась к поверхности, без взаимодействия с вмещающими породами. Породы структур Восточно-Карельского пояса формировались в условиях менее остывшего и, соответственно, более пластичного фундамента, и при внедрении вызвали плавление нижнекоровых комплексов с формированием кислых вулканитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00695а

Литература

1. Минц М.В. и др.// Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые фундамента Восточно-Европейской платформы. Вып.4 серии аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России» М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2010. Т.2, С. 3-218
2. Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части балтийского щита (сумий, сарилий). Петрозаводск. 1991. 118 с.
3. Голубев А.И. и др.// Электронный журнал «ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ» 2002. С.903-913
4. Puchtel I.S., et al.// Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V.61, № 6, P.1205-1222

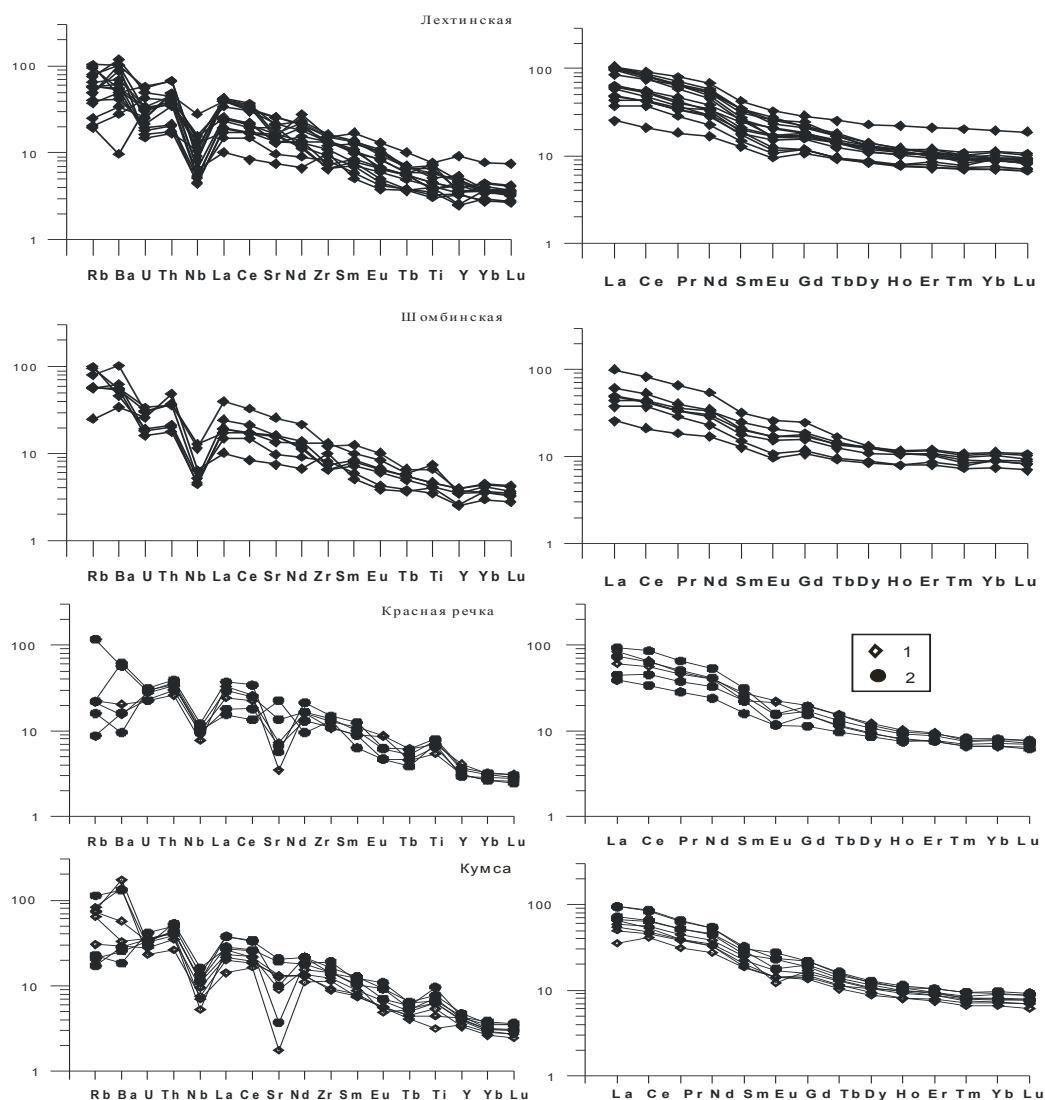


Рис. Распределение редких элементов, нормализованные к составу примитивной мантии, и РЗЭ, нормализованные к С1 хондриту, для сумийских вулканитов Восточно-Карельского пояса (Лехтинская и Шомбинская структуры) и Центральной Карелии (Красная речка, Кумса).

1 - высоко-Sr, высоко-Mg и 2 - низко-Sr, низко-Mg вулканиты Центральной Карелии.

**БАЗИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНЧЕТУНРОВСКОГО МАССИВА
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУСТРОВ)***Е.С. Борисенко*

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
elena.s.borisenko@gmail.com)

Объектом исследования являются породы южного и юго-восточного склонов Мончетундровского массива (рис.), который является частью крупного полихронного базитового комплекса Чуна-Монча-Волчьих тундр (Главный хребет). Массив расположен в Мончегорском рудном районе, который приурочен к области сочленения трех крупных докембрийских геологических структур Кольского региона – Беломорского и Центрально-Кольского архейских доменов и Имандра-Варзугской рифтогенной структуры карелид [1].

В настоящее время в строении Мончетундровского массива выделяют две [1] или три [2] зоны.

Между тем изотопно-геохронологические данные, полученные в последние годы, показывают, что формирование магматических пород этого массива было полихронным. Наиболее ранние его породы были образованы древнее 2,5 млрд. лет, а последующее формирование остальных пород происходило в более поздний временной интервал – от 2470 до 2450 млн. лет.

Породы ранней фазы, датированные *U-Pb* методом по цирконам в 2521-2516 млн. лет, представлены метаморфизованными базитами широкого спектра составов: от анортозитов до норитов, которые в литературе называются [2] рассланцованными неравномернозернистыми гранат-амфибол-плагиоклазовыми породами.

В обнажениях породы имеют контрастный пятнистый облик. На фоне светло-серого до белого плагиоклаза выделяются «пятна» темноцветных минералов. В обнажениях могут наблюдаться постепенные переходы без четких границ от лейкократовых по составу пород к более меланократовым разностям. Характерной особенностью их является рассланцованная текстура, азимут простирания рассланцевания составляет 310-320°.

Породы характеризуется несохранившейся магматической структурой. Плагиоклазу не характерны хорошие таблитчатые формы, границы между зернами нечеткие из-за сильных вторичных изменений минерала. Вдоль границ зерен и по трещинам плагиоклаз гранулирован, что проявляется в образовании мелких округлых зерен. Плагиоклаз сильно насыщен включениями минералов группы эпидота, амфибола, биотита, характерно относительно высокое содержание граната. Двойникование зерен плагиоклаза в породе проявлено плохо, погасание неравномерное, блоковое, но отмечаются незначительные деформации, выражающиеся в изгибании тонких полисинтетических двойников. Амфибол в породе образует «пятна», размер которых достигает нескольких сантиметров. В шлифах он представлен агрегатом призматических зерен. В промежутках между зернами плагиоклаза редко встречается гранулированный кварц.

Гранат-амфибол-плагиоклазовые породы, которые широко распространены в южной части массива, секутся дайками метадолеритов. Простирание даек северо-западное и варьируется от 325° до 350°. Контакты с вмещающими породами четкие субвертикальные. В дайках также отмечаются зоны рассланцевания, совпадающие с азимутом простирания во вмещающих амфибол-плагиоклазовых породах и составляющие 320°. *U-Pb* возраст одной из даек ферродолеритов, прорывающей рассланцованные metabазиты, составляет 2505±26 млн. лет [3]. Из этого можно сделать вывод о том, что амфибол-плагиоклазовые породы к

рубежу 2,5 млрд. лет были уже сформированы и метаморфизованы. И только позднее произошло внедрение следующих фаз, которые составляют основную часть массива.

Более поздние породы – габбронориты, габбро-анортозиты, анортозиты и их метаморфизованные разновидности с гранатом и амфиболом – датированы в основном временем около 2470 млн. лет, но известны породы с магматическими структурами и с возрастом кристаллизации около 2450 млн. лет [4]. Метаморфизм этих пород определяется датировками 2406-2328 млн. лет [4].

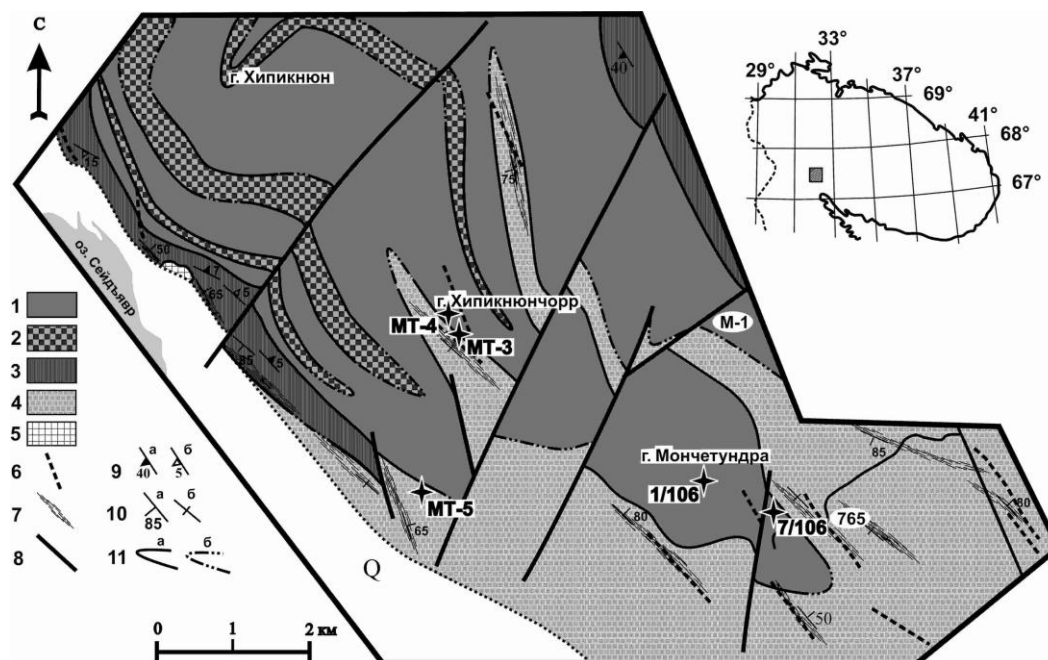


Рис. Схема геологического строения центральной и юго-восточной частей Мончетундровского массива [2].

1 - Лейкокатовые габбронориты и нориты, габбронорит-анортозиты, реже лейкогаббро, габбро-анортозиты. Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые; 2 - Оливиновые лейконориты, лейкогаббронориты, норит-анортозиты, (на СЗ фланге с прослоями плагиоперидотитов). Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые; 3 - Габбронориты (на СЗ фланге с прослоями оливиновых габброноритов, троктолитов, анортозитов). Трахитоидные, среднезернистые, крупно-среднезернистые; 4 - Мезократовые и мезо-лейкокатовые, редко меланократовые амфибол-плагиоклазовые породы (иногда с реликтами клинопироксена). Массивные, неравномернозернистые; 5 - Плагиомикроклиновые гранито-гнейсы; 6 - Дайки; 7 - Зоны расланцевания и бластомилонитизации; 8 - Разрывные нарушения; 9 - Первичные расслоенность (а) и трахитоидность (б); 10 - Метаморфические сланцеватость и полосчатость: наклонная (а) и вертикальная (б); 11 - Границы распространения пород: достоверные (а) и предполагаемые (б); Звездочками показаны места отбора геохронологических проб. М-1, 765 – номера скважин. Породы дайково-жильного комплекса Мончетундровской интрузии представлены габбро-пегматитами, долеритами и габбро-долеритами, аплитами, субмономинеральными мраморовидными анортозитами.

Преимущественно неметаморфизованные породы с наиболее сохранившимися магматическими структурами – лейкогаббронориты и габбро-анортозиты – характеризуются наличием первично-магматических минералов и структур. Породы представляют собой массивные средне-крупнозернистые породы темно-серого цвета. Породы преимущественно состоят из плагиоклаза (до 90%), который в свежем сколе

обладает темно-серый цветом. Орто- и клинопироксены присутствуют в приблизительно равном количестве (до 20%) и в незначительной степени замещаются светло-зеленым амфиболом. В породе также встречаются зерна граната, которые в виде отдельных изометричных зерен включены в зерна плагиоклаза, встречаются в амфиболовых каймах или обрастают вкрапленники рудного минерала. В интерстициях таблитчатых зерен плагиоклаза отмечается кварц, содержание которого в породе не превышает первых процентов. Наиболее характерные структуры породы – габбро-офитовая и пойкилитовая.

Амфиболизированные лейкогаббро и габбро-анортозит характеризуются светло-серой окраской, массивной текстурой и средне-крупнозернистым строением. Характерными структурами являются реликтовая габбро-офитовая с элементами пойкилитовой. Порода на 70-90% сложена плагиоклазом, который имеет светло-серый цвет с лиловатым оттенком. Зерна плагиоклаза преимущественно имеют таблитчатую и удлиненно-таблитчатую форму, но с волнистыми краями. Плагиоклаз местами сосюритизирован: наблюдается рассеянные призматические зерна минералов группы эпидота, а также их скопления и цепочки. В промежутках между зернами встречаются небольшие гнезда гранулированного кварца или микрогранофира, сложенного агрегатом кварца и плагиоклаза (до 5%). Первичные темноцветные минералы (пироксены) полностью замещены светло-зеленым амфиболом, в которых отмечаются включения кварца (а в некоторых шлифах кварца и карбоната). Но в породе отмечаются и реликты первичных минералов – пироксенов. Вокруг псевдоморфоз иногда отмечается кайма, сложенная амфиболом зеленого цвета с голубым оттенком, а со стороны плагиоклаза развивается эпидотовая кайма. Также в породе отмечаются биотит, который образует срастания с амфиболом, и гранат, встречающийся в плагиоклазе и в амфиболовых каймах.

Литература

1. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Митрофанов Ф.П., В.Ф. Смолькин. Ч.1. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. 177 с. 2. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. // Вестник МГТУ. 2009. Т.12, № 3. С. 461-477 3. Нерович Л.И. Баянова Т.Б., Серов П.А. // Материалы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Проблемы плейст- и плюм-тектоники докембрия» (25-27 октября 2011). Санкт-Петербург. С. 127-129. 4. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгген Г.И. // ДАН. 1993. Т. 331, №1. С. 95-98

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ (НА ПРИМЕРЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА)

Б.Е. Боруцкий, О.А. Агеева

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, borutzky@igem.ru)

Введение. Хибинский массив на Кольском п-ове имеет более чем вековую историю детального геолого-петрологического изучения, закартирован в масштабе 1:50000 и исследован на глубину методами геофизики и структурными и поисково-разведочными скважинами на апатит. Минералогами здесь обнаружены уникальные ультращелочные минералы, в том числе огромное количество зарегистрированных новых минеральных видов. Однако, работ, в которых минералы использовались бы как *минералогические индикаторы* для решения спорных вопросов геологии, петрогенеза и рудогенеза, крайне мало. Многолетние исследования авторами породообразующих (щелочные полевые шпаты и фельдшпатоиды) и аксессуарных минералов, в том числе детальное изучение структурно-текстурных взаимоотношений, морфологии, химического состава и кристаллической

структуры, а также (где это возможно) посткристаллизационных твердофазовых превращений (Si/Al-упорядочения, фазового распада, собирательной перекристаллизации и т.п.), происходящих уже после магматической кристаллизации, позволили существенным образом пересмотреть данные о природе и условиях формирования ряда пород и последующей геологической истории Хибинского массива.

Краткие данные о строении массива. Более 80% исследованного объема Хибинского массива, имеющего в плане асимметричное кольцевое строение, сложено нефелиновыми сиенитами, которые (в отличие от соседнего Ловозерского) лишь формально можно отнести к агапитовым разновидностям. Геологическая съемка и бурение показывают, что как на поверхности, так и на глубине присутствуют многочисленные обособления более древних пород, варьирующих по составу от щелочно-ультраосновных и карбонатитов до ромбенопорфиоров, среди которых выделяются два крупных дугообразных останца: «Западная дуга» и «Центральная дуга», к которой приурочены знаменитые хибинские апатит-нефелиновые месторождения. Главные спорные геолого-петрологические вопросы следующие: 1) является ли выделение нескольких субфаз нефелиновых сиенитов в массиве обоснованным, какова последовательность их внедрения и условия образования, в частности, возникла ли характерная для массива агапитовая минерализация путем магматической кристаллизации или имеет другой генезис; 2) какова действительная природа зон альбитизации в нефелиновых сиенитах массива; 3) являются ли породы «Западной дуги» поздними интрузиями в нефелиновые сиениты или представляют собой реликты более древних пород; 4) являются ли подразделенные на несколько субфаз мелкозернистые «трахитоидные» мельтейгит-ийолит-уртиты дифференцированной толщи «Центральной дуги» интрузиями, секущими нефелиновые сиениты, или это гигантский дугообразный останец древних пород; 5) какова природа массивных грубозернистых уртитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рискорритов), пространственно связанных с расслоенными мельтейгит-ийолит-уртитам «Центральной дуги»; 6) каков генезис апатит-нефелиновых залежей Хибинских месторождений?

Щелочные полевые шпаты и фельдшпатоиды как минералогические индикаторы. В качестве генетических критериев использовались: химический состав полевых шпатов, морфология выделений, кристаллическая структура, структурное их состояние, а также посткристаллизационные твердофазовые превращения: структуры фазового распада, размер частиц продуктов распада и характер собирательной их перекристаллизации, тип двойникования, Si/Al-упорядоченность, изменение симметрии при фазовых переходах и т.п. Границы полей устойчивости, определяемые этими процессами, для реально существующих в природе щелочных полевых шпатов и микроструктуры изученных нами хибинских образцов из различной геологической обстановки, показаны на рис.

Результаты исследования показывают, что в нефелиновых сиенитах наблюдаются полевые шпаты двух типов: ортоклаз-криптопертиты, в парагенезисе с Ca,Mg-темноцветными минералами, сфеном, апатитом и ильменитом и микроклин-микропертиты, ассоциирующие с эгирином, арфведсонитом и агапитовыми минералами – эвдиалитом, энigmatитом, ринкитом, лампрофиллитом. Поскольку поле устойчивости микроклина находится ниже 450-500°, микроклин-микропертиты не могли образоваться непосредственно путем магматической кристаллизации, а возникли в результате твердофазовых превращений санидина (ортоклаза) при существенном участии водных растворов или кристаллизовались внутри своего поля устойчивости из поздних автометасоматических растворов [2,3]. И, следовательно, агапитовая минерализация сформировалась на поздней стадии становления нефелиновых сиенитов.

Полевой шпат в феолитах и ромбен-порфирах «Западной дуги» представлен слабо Si/Al-неупорядоченным анортоклаз-криптопертитом, продукты фазового распада в котором устанавливаются лишь методами электронной микроскопии. Примечательно, что Na-фаза в ряде случаев является неупорядоченным анальбитом [4]. Такие полевые шпаты установлены нами в исследованных для сравнения современных лавах вулканов Килиманджаро и Эребус. Поэтому Хибинский можно рассматривать как вулканоплутонический комплекс [3].

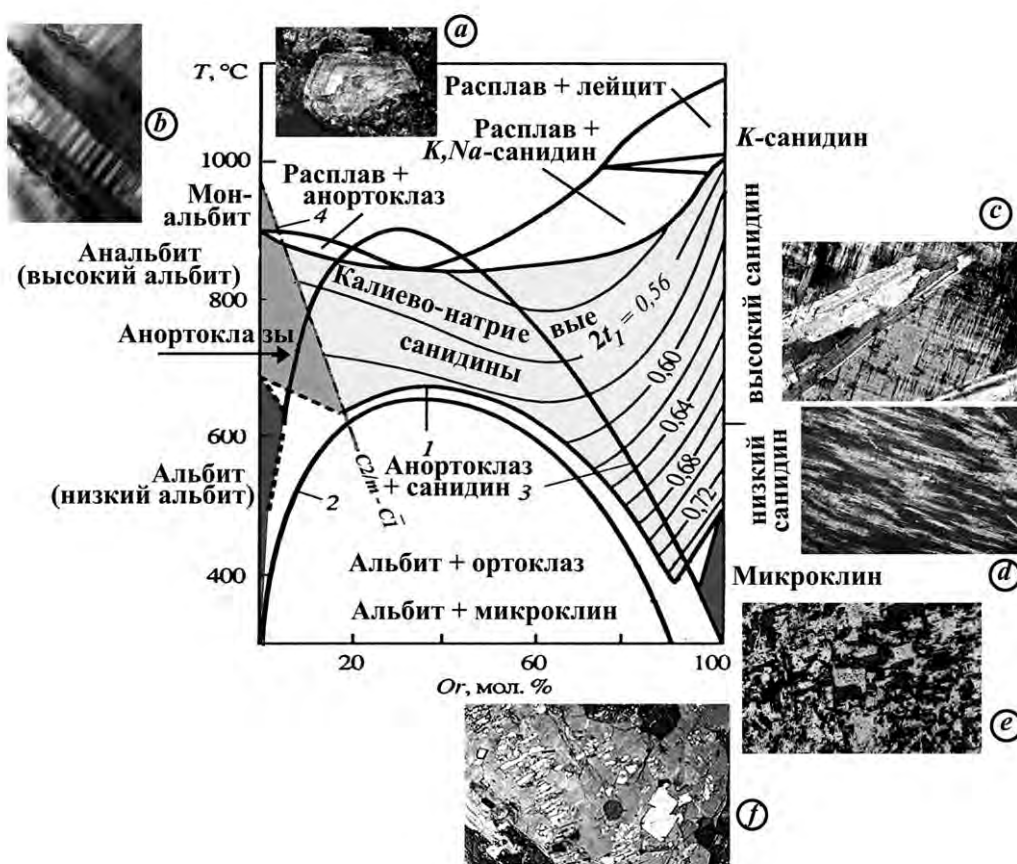


Рис. Фазовая диаграмма $T-X$ щелочных полевых шпатов $P = P(\text{H}_2\text{O}) = 1$ кбар [1] и микроструктуры хибинских полевых шпатов.

1 – истинноравновесная бинодаль, 2 – сольвус анальбит – санидин, 3 – сольвус альбит – микроклин, 4 – граница незакаляющегося фазового превращения между моноклинным и триклинным полевыми шпатами. *a* – лейстовые K, Na-полевые шпаты нефелиновых сиенитов, *b* – анортоклаз-криптопертит ромбен-порфиров и феолитов «Западной дуги», *c* – ортоклаз-криптопертит нефелиновых сиенитов, *d* – микроклин-микропертит нефелиновых сиенитов, *e* – гомогенный «шахматный» микроклин пегматитов и рихорритов, *f* – существенно-калиевый адуляровидный санидин-ортоклаз рихорритов и других метасоматитов «Центральной дуги».

В дифференцированных мельтейгит-ийолит-уртитов «Центральной дуги» полевой шпат отсутствует, а в массивных грубозернистых урритах, ювитах, малиньтах и рихорритах распространен исключительно только существенно-калиевый адуляровидный

санидин-ортоклаз, появление которого не объяснимо с точки зрения магматической дифференциации существенно натриевых щелочно-основных пород [3,5]. Этот адуляр сосуществует с гомогенным «шахматным» микроклином и замещает зерна нефелина в ийолит-уртитовых, что позволяет рассматривать его как метасоматическое новообразование, метастабильно образующееся в поле устойчивости микроклина. Поэтому грубозернистые породы «Центральной дуги» интерпретируются нами как фениты, возникшие при воздействии на ксенолит ийолит-уртитов флюидов, богатых К и Si, отщепленных от нефелинсиенитовой магмы.

В этих же метасоматитах нами установлен кальсилит [6], замещающий нефелин на ранней стадии фенитизации и сохраняющийся в виде реликтов при ортоклазизации [7], а также широкий спектр калиевых ультраапатитовых акцессорных минералов, замещающих натриевые и калиево-натриевые, подчеркивающие калиевую специфику данного процесса.

Литература

1. Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных силикатов. М.: Наука. 1990. 205 с. 2. Боруцкий Б.Е. // Докл. АН СССР, 1971. Том. 200, № 2. С. 431-434. 3. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука. 1988. 215 с. 4. Трубкин Н.Д., Боруцкий Б.Е. // Изв. РАН, сер. физ. 1993, № 2. С. 57-67. 5. Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л., Некрасова Л.П. // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 246-273. 6. Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М. // Известия АН СССР, сер. геол., 1973, № 5. С. 132-136. 7. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. // Новые данные о минералах. М.: ЭКОСТ. 2004. Вып. 39. С. 40-50.

ТЕПЛИНСКИЙ МАССИВ УЛЬТРАМОЛОДЫХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА: SR-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД

С.Н. Бубнов, Ю.В. Гольцман, Э.Д. Баирова

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

Плиоценовые интрузивы Большого Кавказа, традиционно называемые «неоинтрузиями», известны геологам уже более 160 лет, но на протяжении всего этого времени постоянно привлекают к себе внимание вследствие того, что они являются уникальными ультрамолодыми природными объектами пригодными для проведения детальных геохимических, петрологических и металлогенических реконструкций. Одной из наиболее известных «неоинтрузий» Большого Кавказа является Теплинский массив гранитоидов.

Теплинский массив расположен в зоне Главного хребта Большого Кавказа на территории Горной Осетии. Породы массива слагают в районе г. Тепли около десяти самостоятельных выходов, и большое количество разнообразных по составу даек. Массив приурочен к пересечению широтного Адайком-Казбекского разлома с Западно-Фиагдонской и Ардонской поперечными зонами. Вмещающие породы представлены нижнелейсовыми песчаниками, аспидными и графитсодержащими сланцами. Общая площадь выходов пород массива составляет около 8 км². Массив пересечен дайками, сложенными спектром пород от риолитов до андезитов. Время формирования массива по данным K-Ar и ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирования приходится на поздний плиоцен (2.5-1.9 млн. лет назад), возрастной интервал внедрения прорывающих их дайковых серий – 1.8-1.6 млн. лет [1 и др.].

В массиве выделяются последовательные фазы внедрения: диориты – кварцевые диориты; гранодиориты и граниты; лейкограниты (аплиты). Большинство выходов массива сложено гранодиоритами.

Диориты и кварцевые диориты состоят (в объемных %) из: плагиоклаза (до 65), амфибола (до 15), биотита (до 15), пироксена (до 3), кварца (до 7) и КППШ (до 3). Гранодиориты сложены плагиоклазом (до 50), КППШ (до 20), биотитом (до 12), роговой обманкой (5-8) и кварцем (до 20-22). Встречены реликты пироксена, замещенные амфиболом. Минеральный состав гранитов: кварц (до 30), санидин-анортотоклаз (до 35), плагиоклаз (до 23), биотит (до 8), роговая обманка (до 5). Для жильных аплитов характерны крупные выделения кварца и КППШ, мелкий биотит; реже встречаются роговая обманка и турмалин. Наиболее распространенные породы среди дайкового комплекса – андезидацинты и дациты – содержат вкрапленники плагиоклаза, биотита, кварца и амфибола; в дацитах встречаются вкрапленники КППШ.

По химическому составу гранитоиды массива являются *K-Na* породами нормальной щелочности *I*-типа; для них характерно обогащение легкими РЗЭ. Согласно классификации Л.В.Таусона [2], они относятся к палингенным известково-щелочным гранитоидам.

Андезиты и андезидацинты дайкового комплекса имеют несколько повышенную щелочность и являются высокоглиноземистыми образованиями. Дациты и риолиты геохимически близки к остальным породам дайкового комплекса.

Нами получены новые *Sr-Nd* изотопные данные по гранитоидам главных интрузивных фаз Теплинского массива, а также по андезитам и андезидацинтам прорывающих их дайкового комплекса. Анализ *Sr-Nd* изотопной систематики этих пород выявил следующую картину. Изученные магматические образования массива в целом характеризуются повышенными концентрациями *Sr* (170-525 г/т) и *Rb* (130-205 г/т). В отношении *Rb* можно отметить отсутствие контрастных различий его концентраций в гранитоидах главных интрузивных фаз и породах дайкового комплекса. Концентрации *Sr*, напротив, отчетливо различаются в андезитах и андезидацинтах даек, с одной стороны, и гранитоидах, с другой стороны (420-525 и 170-390 г/т, соответственно). В последних, в ряду кварцевый диорит – лейкогранит, фиксируется выдержанный тренд обеднения этим элементом более кислых разновидностей гранитоидов (от 390 г/т в кварцевых диоритах до 170 г/т в лейкогранитах). Несколько заниженные концентрации стронция в гранитоидах определяют в них в целом завышенные значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений (1.37-2.46 в гранитоидах и 0.74-1.41 в андезидацинтах). Концентрации *Sm* и *Nd* в анализируемых породах массива составляют 1.7-4.8 и 11-27 г/т, соответственно. Наблюдается заметное обогащение этими элементами пород дайкового комплекса (4.3-4.8 *Sm* и 23-27 *Nd* в андезитах и андезидацинтах; 1.7-4.5 *Sm* и 11-25 *Nd* в гранитоидах главных интрузивных фаз). Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в проанализированных породах Теплинского массива укладываются в диапазон 0.095-0.121. Подобные величины этого изотопного отношения были получены ранее для плиоценовых гранитоидов «смешенного» типа Джигарского массива Большого Кавказа (0.109-0.144) [3].

Диапазон вариаций первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в проанализированных породах Теплинского массива составляет 0.70501-0.70561 и 0.512685-0.512735 (или +0.92...+1.89 в единицах ϵ_{Nd}). В подавляющем большинстве случаев породы дайкового комплекса в целом имеют более радиогенный состав *Sr* и *Nd* в сравнении с соответствующими характеристиками гранитоидов главных интрузивных фаз Теплинского массива (0.70514-0.70544 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при $\epsilon_{\text{Nd}} = +1.35...+1.89$ для андезитов и андезидацинтов и 0.70501-0.70509 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при $\epsilon_{\text{Nd}} = +0.92...+1.37$ для гранитоидов). Для последних наблюдается отчетливая тенденция уменьшения величин параметра ϵ_{Nd} с увеличением кремнекислотности пород (от +1.4 в кварцевых диоритах до +0.9 в лейкогранитах) при в целом относительно малых вариациях в породах величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений.

Полученные изотопные данные могут свидетельствовать о значительной роли *AFC* процессов в петрогенезисе гранитоидов главных интрузивных фаз Теплинского массива и о

существенных изотопно-геохимических отличиях источников расплавов, давших, с одной стороны, гранитоиды массива, с другой – породы прорывающих их дайковых комплексов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00933-а) и Программы № 4 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Москва: Наука, 1979. 300 с. 2. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва: Наука, 1977. 279 с. 3. Лебедев В. А., Бубнов С. Н., Чернышев И. В., Чугаев А. В., Гольцман Ю. В., Вашикидзе Г. Т., Баирова Э. Д. // Геохимия. 2009. № 6. С. 582–602.

КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ В ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

Г.Н. Бурмакина, А.А.Цыганков

(Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, gerka_85@mail.ru)

Комбинированные дайки, как правило сопровождают крупные плутонические серии, представляя собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм (независимо от происхождения последних). Следовательно, комбинированные дайки несут информацию о мантийном магматизме, синхронном гранитообразованию, что имеет прямое отношение к проблеме мантийно-корового взаимодействия. Степень взаимодействия сосуществующих базитовых и салических магм варьирует от полного химического смешения (mixing), характерного для глубинных условий, через преимущественно механическое смешение магм (mingling), при подчиненной роли химического взаимодействия (мафические включения, комбинированные дайки), проявляющегося на разных стадиях кристаллизации гранитоидных интрузий [1; 2 и др.], до формирования простых базитовых даек, заполняющих трещины в полностью раскристаллизованных магматических телах.

В данной работе мы намерены рассмотреть некоторые аспекты взаимодействия базитовой и салической составляющих, установить геохимический тип базитовых магм и обсудить возможную связь комбинированных даек и мафических включений (mafic microgranular enclaves – ММЕ), широко распространенных в некоторых типах позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья.

Известные выходы комбинированных даек прослеживаются в виде полосы северо-восточного простирания от нижнего течения реки Хилок до полуострова Святой нос (Западное Забайкалье). В пределах этой полосы изучено несколько участков: Харитоново, Усть-Хилок, Жирим, Шалуты, Курба, Солонечная, Максимиха. В большинстве случаев дайки прорывают позднепалеозойские (325-280 млн. лет) гранитоиды баргузинского и зазинского комплексов; на Харитоновском участке несколько сближенных комбинированных даек интродуцируют поздне триасовые (≈ 220 млн. лет) щелочно-полевошпатовые сиениты одноименного массива.

Внутреннее строение комбинированных даек всех участков однотипно: они состоят из пиллоуподобных обособлений (нодулей) основных пород, сцементированных кислым (сиениты, граниты, аплиты) материалом. Соотношения базитовой и салической составляющих широко варьирует даже в пределах одной дайки; иногда прослеживаются переходы в простые базитовые дайки [3]. Размеры базитовых «нодулей» также широко варьируют - от первых сантиметров до 2-2.5 м в поперечнике. Форма овальная, округлая, иногда почти идеально шарообразная; нередко встречаются удлиненные, линзовидные,

пламевидные базитовые обособления; в некоторых дайках хорошо проявлены текстуры течения. В большинстве случаев, но не везде, наблюдаются зоны закалки и фестончатые края, свидетельствующие о сосуществовании двух жидкостей с разной температурой и вязкостью. Иногда встречаются угловатые включения того же состава, а также диспергированный базитовый материал в виде отдельных кристаллов феррических минералов или их небольших сегрегаций.

Морфологически дайки подразделяются на два типа: 1- субгоризонтальные силлоподобные тела с неясными контактами; 2- относительно крутопадающие ($40 - 50^\circ$) дайки с четко выраженными контактовыми поверхностями.

Независимо от морфологических особенностей состав салической, и в особенности базитовой составляющей даек, практически одинаков. Базитовая составляющая (пиллоуподобные обособления) по составу отвечает трахибазальтам, имеет микродиабазовую или долеритовую микроструктуру. Как правило, присутствуют вкрапленники плагиоклаза.

Породы сложены Pl, Bt и Amph, к которым может добавляться клинопироксен (Cpx), пертитовый K-Na полевой шпат (Kfs), очень редко (реликтовый) ортопироксен (Opx) и оливин (Ol). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, марганец-ильменит (до 8 % MnO), титанит, апатит, циркон. Салическая часть комбинированных даек состоит из Kfs, Pl, кварца (Qtz) и Bt, в разных соотношениях; иногда встречаются Amph и Cpx, что обуславливает вариации состава от монзонитов до кварцевых сиенитов. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Плагиоклаз базитов по составу варьирует от альбита до основного лабрадора (68 % An). Выделяются три морфо-генетические разновидности плагиоклазов: 1) зональные кристаллы, состоящие из андезин – лабрадорного трещиноватого резорбированного ядра (45 – 68 % An), тонкой промежуточной зоны (≈ 25 % An) и олигоклазовой каймы (18 - 15 % An); 2) кристаллы с нормальной зональностью роста (63 – 25 % An); 3) зерна с ритмичной зональностью, например: чередование зон андезинового и олигоклазового состава (48 $\rightarrow$ 17 $\rightarrow$ 41 $\rightarrow$ 18 % An).

В салической части даек также выделяется несколько разновидностей плагиоклаза: 1) зональные зерна с резорбированным ядром основного состава (49 % An) и олигоклазовой каймой (15 - 21 % An); 2) зерна с зональностью роста (32 – 15 % An); 3) ритмично-зональный (33 $\rightarrow$ 22 $\rightarrow$ 38 $\rightarrow$ 23 % An) и «пятнистый» плагиоклаз, состав разных участков которого варьирует от 23 до 6.5 % анортитового минерала; 4) мелкий идиоморфный плагиоклаз - наиболее поздний из магматических, содержащий 8 – 9 % An. Кроме того, часто встречаются тонкие каймы чистого альбита, имеющие, судя по всему, постмагматическое происхождение.

Калиевый полевой шпат в базитовой части даек встречается редко, главным образом в базитах Шалутинского участка. Kfs из салической части даек весьма разнообразен: это крупные (до 15 мм в длину) таблитчатые зерна, каймы вокруг зональных кристаллов плагиоклаза, ксеноморфные выделения. Практически всегда Kfs имеет пертитовое строение, однако форма и размеры пертитовых выделений варьируют очень широко. Можно выделить две основные разновидности пертитов: это субпараллельные пластинчатые или неправильно линзовидные выделения альбита, иногда содержащие до 10 % An компонента, или незакономерно расположенные изометричные выделения, в которых Са отсутствует. Судя по этим признакам можно заключить, что первая разновидность представляет собой структуру распада, а вторая – результат более поздней, возможно постмагматической, альбитизации.

Валовой состав Kfs, полученный путем сканирования отдельных участков, варьирует в сравнительно узких пределах – 80 – 90 % Or, 10 – 20 % Ab, иногда содержание Ab (в

пределах сканированного участка) может возрастать до 50 % или падать до нуля, что отражает неравномерность распределения пертитов. Кроме того, следует отметить почти постоянную примесь *Ba*, содержание которого (*BaO*) в некоторых случаях достигает 4.5 мас. % и более.

Амфибол является главным темноцветным минералом базитовой части комбинированных даек. В салической части даек количество амфибола не превышает первых процентов, иногда он вовсе отсутствует. Состав амфибола варьирует от магнезиальной и актинолитовой роговой обманки, образующей идиоморфные зерна, как в базитовой, так и в салической части даек, до актинолита, развивающегося по клинопироксену, или образующего мелкозернистые скопления. Несколько отличается по составу амфибол, замещающий ортопироксен в базитовой части комбинированной дайки Харитоновского участка. Он отличается большей магнезиальностью и содержанием алюминия, занимая на классификационной диаграмме поле чермакитовой роговой обманки. Сходство состава амфиболов салической и базитовой составляющих объясняется механическим захватом кристаллов *Amph*, так же, как и кристаллов основного плагиоклаза, из кристаллизующегося базальтового расплава [4].

Базиты комбинированных даек, как отмечалась выше, имеют состав трахибазальтов: 51–53 мас. % SiO_2 , 6.5–8.5 мас. % $Na_2O + K_2O$. От этих параметров резко отличаются базиты Шалутинского участка, в которых содержание кремнезема составляет 54–58 мас. %, при несколько большей общей щелочности. Петрографически это выражается в наличии крупных порфиробластов *Kfs*, отсутствующих в базитах других участков. Обращает внимание сходство базитов Шалутинского участка и мафических включений, детально изученных в близком по возрасту Бургасском кварцевосиенитовом массиве [5]. По-видимому, эти особенности химического состава связаны с процессами гибридации, происходившими еще до внедрения в более глубоких условиях. Салическая часть даек отвечает по составу кварцевым монцонитам, кварцевым и щелочно-полевошпатовым сиенитам.

Распределения *REE* в базитовой части всех рассматриваемых участков, включая Шалуты, сходно (рис. а).

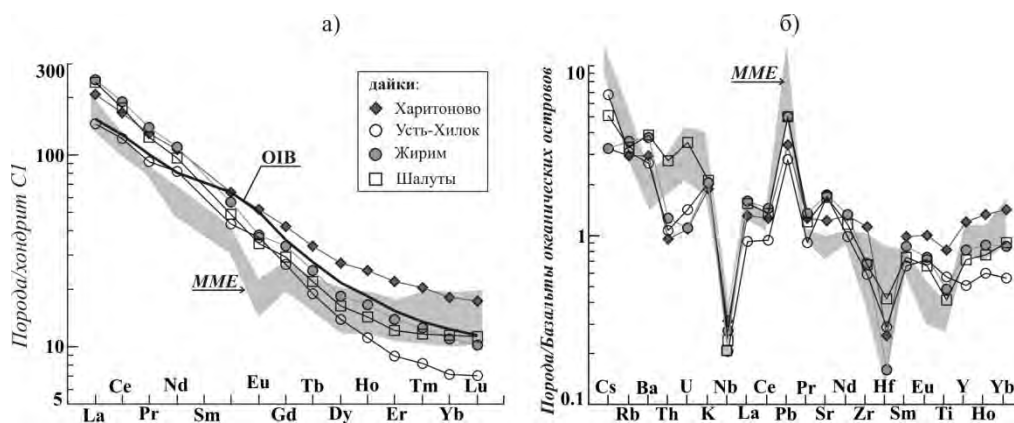


Рис. Распределение *REE* (а) и спайдер-диаграмма (б) для базитовой части комбинированных даек Западного Забайкалья. *ММЕ* – мафические включения из кварцевых сиенитов Бургасского массива (Западное Забайкалье, хр. Улан-Бургасы).

Характерны относительно высокое суммарное содержание REE (> 200 г/т Σ REE), дефицит HREE относительно LREE ($\text{La/Yb(n)}=14-20$), отсутствие Eu аномалии, сходство с редкоземельным спектром базальтов OIB типа. При этом следует отметить, более высокое содержание HREE в базитах Харитоновского участка $\text{La/Yb(n)}=14-20$ и в целом, более высокие содержания Yb и Lu по сравнению с OIB. Кроме того, следует отметить близость редкоземельного спектра базитовой части даек и упоминавшихся выше мафических включений (рис. а).

Последние отличаются, главным образом, наличием четко выраженной отрицательной Eu аномалии, свидетельствующей о фракционированном характере расплава. Сходство базитов комбинированных даек разных участков, а также их близость с ММЕ, хорошо иллюстрирует спайдердиаграмма (рис. б). Для всех базитов, включая ММЕ, характерны резкие минимумы Nb, Hf, в меньшей мере Ti, резкая положительная Pb аномалия, повышенные содержания LILE.

При этом содержания LILE наиболее изменчивы, что можно объяснить разной степенью взаимодействия базитовой и салической составляющих, при котором концентрации наиболее мобильных элементов подвержены наибольшему изменению.

Таким образом, представленные выше данные позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Комбинированные дайки образовались в результате механического (*mingling*) смешения трахибазальтовой и салической магм. Химическое взаимодействие имело резко подчиненное значение. Это взаимодействие отразилось лишь в некоторых минералогическо-петрографических особенностях базитовой части даек, но не привело к существенному изменению их макро- и микрокомпонентного состава.

2. Геохимические особенности базитов отражают специфику мантийного источника, контаминированного (метасоматизированного) на предшествующем этапе развития региона.

3. Комбинированные дайки и мафические включения в гранитоидах имеют сходное происхождение, различия их химического состава обусловлены разным соотношением базитовой и салической составляющих и, как следствие, разной степенью химического взаимодействия контактирующих магм.

Проведенные исследования поддержаны Грантом РФФИ (08-05-98017), Интеграционными проектами СО РАН №№ 37, 17.

Литература

1. Barbarin B. // Lithos. V. 80. 2005. С. 155–177.
2. Frost T.P., Mahood G.A. // Geol. Soc. Amer. V. 99. 1987. P. 272–291.
3. Литвиновский Б.А., Занвелевич А.Н., Калманович М.А.// Петрология. 1995. Т. 3. №2. С. 133–157.
4. Collins W. J., Richards S. R., Healy B. E. et al.// Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. № 91. 2000. С. 27–45.
5. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.// Петрология магматических и метаморфических комплексов. М-лы конф, вып. 7. Томск: ЦНТИ, 2009. С. 24–30.

ХАРАКТЕРИСТИКА АМАЗОНИТОВЫХ ГРАНИТОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко

(Томский государственный университет, Томск, getina@ggf.tsu.ru)

Несмотря на многолетние исследования редкометалльных гранитоидов интерес к ним не ослабевает, что, безусловно связано с их рудной специализацией. Амазонитовые граниты в данной группе всегда занимали почетное место и подробно описаны в работах А.А. Беуса,

С.М. Бескина, А.Н. Бугаец, В.И. Коваленко, Ю.Б. Марина, М.Н. Остроумова, В.А. Попова, А.Н. Платонова, Л.Г. Фельдмана и др.

На территории МНР амазонитовые граниты локализуются преимущественно в восточной и южной частях страны. Среди них хорошо известны граниты массивов Жанчивланского, Юдугинского, Абдорского, Барун-Цогтского и др. Для Западной Монголии подобные образования являются скорее «экзотическими». В конце 70-х годов XX в., в пределах Хархиринской тектонической зоны, между Хархиринским и Ачитнурским массивами, были обнаружены небольшие штокообразные тела сильно катаклазированных амазонитовых гранитов, сопровождаемых жильной серией амазонит-альбитовых гранитов, кварц-амазонитовых и кварцевых жил [1]. Их размещение контролирует падающий к востоку субмеридиональный разлом, являющийся оперяющим Шараухинского глубинного разлома северо-западного простирания. Штоки и окружающие их жилы прорывают верхнеордовикские отложения ачитнурской свиты. На контакте с гранитами осадочные породы интенсивно ороговикованы, местами хлоритизированы и эпидотизированы [2]. Авторами детально изучено южное тело (0,3 x 0,25 км), которое сложено в основном среднезернистыми протолитионит-микроклин-альбитовыми гранитами и среднезернистыми порфировидными микроклин-альбитовым разностями с серым гороховидным кварцем. Контакт между указанными разновидностями гранитов не отличается четкостью, но хорошо различимый, благодаря смене структур и минеральных парагенезисов. В апикальной юго-западной части штока порфировидные микроклин-альбитовые граниты приобретают неоднородное строение, что связано с появлением в них кварц-полевошпатовых крупнозернистых шлировых выделений, а также жил, часть которых выходит за пределы штока в виде апофиз различной протяженности. Зачастую калиевый полевой шпат крупнозернистых агрегатов амазонитизирован. В жилах амазонит отчетливо тяготеет к лежащему боку жил. Повсеместное развитие в обнажающихся гранитах протолитионита, а также присутствие в северной и северо-восточной частях тела многочисленных ксенолитов вмещающих пород, широкое развитие в гранитах тонкой вкрапленности флюорита, особенно обильного в жильных породах и роговиках, указывают на апикальный уровень вскрытия.

Согласно данным аналитических исследований (таблица), гранитоиды Масляного ручья (Хоргакбулак) соответствуют субщелочным лейкогранитам высококалиевой известково-щелочной серии. Отмечается неоднократное изменение содержания К на фоне роста кремнекислотности, что указывает на волновой характер развития метасоматоза. Предельно высокие содержания Si, сочетающиеся со столь же аномально низкими концентрациями Al, обнаруженные в среднезернистых порфировидных гранитах с протолитионитом свидетельствуют о выносе глинозема из нижних горизонтов штока в процессе высокотемпературного выщелачивания с образованием там мощной зоны окварцевания.

Аналоги подобных зон закартированы и в пределах других массивов редкометальных, в частности Этыкинского в Восточном Забайкалье [3]. Предполагается, что миграция Al является индикатором интенсивности глубинных метасоматических процессов, которые в конечном итоге приводят к существенному перераспределению рудного вещества с выносом его в апикальные зоны и последующей концентрацией. О колоссальной роли метасоматоза в формировании амазонитовых гранитоидов Масляного ручья свидетельствует характер распределения редких и рудных элементов. Максимальные содержания Li и Cs обнаружены в Прл-Мкр-Аб гранитоидах, которые слагают более глубокие горизонты штока и находятся за пределами областей выщелачивания. Обоеднение Li, Cs и другими элементами внешних зон гранитоидов свидетельствует об их метасоматической переработке в условиях повышенной щелочности, которая фиксируется

привнесом в породы Na и Al. Поведение Rb отражает общую тенденцию перераспределения редких элементов в процессе двухэтапного метасоматоза и, отчасти, зависит от содержания КППШ в рассматриваемых разновидностях гранитоидов. Минимальные содержания Rb зафиксированы в среднезернистых порфировидных лейкогранитах, а максимально высокие значения приходится на породы, содержащие крупнокристаллический амазонит, в котором Rb изоморфно замещает K. Общепринято, что содержания Ba и Sr в апогранитах последовательно сокращаются к концу процесса их становления, при возрастающей роли Rb. Однако анализ пород штока на содержание Ba и Sr показал наличие «запрещенного» тренда распределения этих элементов. Похожие случаи описаны в литературе и объясняются отщеплением от эволюционирующего очага части высокоспециализированного гранитного расплава с отжимом её в новую камеру [4]. Представляется, что указанное предположение приемлемо и для объяснения «скачка» содержания Ba и Sr в поздних дифференциатах гранитоидов Масляного ручья, даже с учетом относительно невысоких исходных содержаний этих элементов. В целом значения показателей индикаторных соотношений элементов (K/Rb, Rb/Sr, Rb/Ba) для пород штока соответствуют плюмазитовым редкометальным гранитам классификации Л.В. Таусона. Геохимия пород указывает на высокую дифференцированность штока ($K_d = 2,4$) и его потенциальную рудоносность. Полученные данные лишь подтверждают давно известную комплексную редкометальную минерализацию (W, Sn, Be, Mo, Nb и Ta) в гранитах района и их ореольной зоне, которая, в конечном итоге, и сформировала такие месторождения как Ачитнур (W – Sn) и проявление Хоргакбулак (Ta – Nb) [2]. Помимо Ta и Nb, гранитоиды исследуемого штока несут отчетливую специализацию на Be (1,85), Li (2,5) и Sn (3).

Таблица

Содержания петрогенных (вес.%) и редких (г/т) элементов в гранитоидах Масляного ручья

Элемент	1* (4)**	2 (4)	3 (3)	4 (5)	Элемент	1 (4)	2 (4)	3 (3)	4 (5)
SiO ₂	85,48	78,24	75,09	75,09	Sc	2	2	3	1
Al ₂ O ₃	9,02	13,34	15,77	12,78	V	4	7	4	4
TiO ₂	0,03	0,03	0,03	0,01	Cr	4	3	3	4
Fe ₂ O ₃	0,60	0,14	0,08	0,17	Ni	3	3	4	4
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	Co	5	0	3	3
MnO	0,02	0,00	0,01	0,01	Pb	145	186	206	459
Na ₂ O	2,68	3,36	5,9	3,51	Cu	5	3	9	7
K ₂ O	3,11	4,24	2,8	4,42	Mn	232	443	104	122
CaO	0,04	0,24	0,07	0,14	Zn	159	224	38	26
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,01	Ga	51	54	54	55
S	0,00	0,03	0,01	0,05	Ge	5	6	7	9
Сумма	100,98	98,63	99,76	96,19	Bi	8	3	4	2
Be	1	2	2	2	Ag	0,2	1,0	0,3	0,7
Li	35	0,54	1,59	0,23	Yb	11	8	7,3	7
Rb	660	505	536	1065	Y	20	54	25	3
Cs	0,99	0,28	0,33	0,66	Zr	74	103	54	68
Sr	9	14	24	27	Nb	44	42	48	116
Ba	2	12	20	53	Rb/Ba	68	48	13	95
Sn	27	93	11	72	K/Rb	57	98	60	61
Mo	4	0	17	13	Rb/Sr	68	24	26	32

*Типы гранитоидов штока: 1 - протолитионит-микроклин-альбитовые гранитоиды (Прл-Мкр-Аб); 2 - среднезернистые порфировидные лейкограниты; 3 - мелкозернистые слабопорфировидные лейкограниты; 4 - среднезернистые порфировидные граниты с амазонитом.

**В скобках указано количество усредненных проб.

***Анализы выполнены в лабораториях ИГЕМ г. Москва и в НИЛ ЭПМ ТГУ г. Томск.

На классификационной диаграмме Дж. Веймена в координатах $(Zr+Nb+Ce+Y) - FeO/MgO$ и $(K_2O+Na_2O)/CaO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ фигуративные точки пород штока попадают в поле гранитов А-типа. Анализ геохимических особенностей гранитоидов Масляного ручья (Хорлакбулак) также позволяет отнести их к гранитам А-типа. Стоит заметить, что формационное положение редкометальных гранитов Масляного ручья уже давно является предметом активного обсуждения в специальной литературе [1, 5, 6, 7 и др.]. Проанализировав имеющиеся данные авторы считают, что гранитоиды Масляного ручья генетически могут быть связаны с порфировидными двуслюдяными микроклин-альбитовыми гранитами шараухинского комплекса Западной Монголии и входят в состав раннего (P_2-T_1) редкометального дайкового пояса, который располагается восточнее второго (T_3-J_1), состоящего из гранитных интрузий с промышленным масштабом оруденения (Кызылтауский (МНР) и Калгутинский (РФ) массивы).

Литература

1. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с. 2. Фоменко А.Е. // Изд. вузов. Геология и разведка. 1999. №5. С.79-89. 3. Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. М.: Наука, 1993. 263 с. 4. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2002. 360 с. 5. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №8. С. 1157-1178. 6. Говердовский В.А., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Пономарчук В.А., Бабич В.В. // Бюллетень ГАРО-РосГео «Природные ресурсы Горного Алтая / Геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные и водные ресурсы». 2005. №1. С.63-67. 7. Бухарова О.В., Коноваленко С.И. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып.5. Материалы всероссийской научной конференции. Томск: ЦНТИ. 2005. С.35-39.

МЕЛАНЖ В СТРУКТУРЕ МАКСЮТОВСКОГО ЭКЛОГИТ- ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА: АНТИГОРИТОВЫЕ СЕРПЕНТИНИТЫ, КАЛЬЦИЕВЫЕ ЭКЛОГИТЫ, ЛАВСОНИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ

П.М. Вализер¹, А.И. Русин², А.А. Краснобаев²

(¹Природоохранное научно-исследовательское учреждение РАН «Ильменский государственный заповедник им. В.И.Ленина Уральского отделения РАН», Миасс, valizer@ilmeny.ac.ru; ²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург)

Эклогиты и кальциевые породы с гранатом гроссуляр-альмандинового состава в ассоциации с ультрамафитами установлены во многих эклогитовых комплексах [1] Гранат-пироксеновые, гранат-лавсонит-хлоритовые и хлоритовые породы, слагающие разрозненные выходы среди антигоритовых серпентинитов в максютовском комплексе, выделялись в качестве «кальциевых» эклогитов [2]. Позднее они рассматривались, как продукты метасоматического преобразования габброидов и родингитов образование которых связано с процессами метасоматоза в зоне контактов серпентинитов и включений пород основного состава. Р-Т условия формирования этих пород вероятно близки с условиями образования эклогитов нижней серии. Считалось необходимым выделять данные породы с антигоритовыми серпентинитами в особый тип – метагаббро-гипербазитовую группу [3, 4].

Фрагменты серпентинитового меланжа в основании разреза верхней серии представляют собой линзовидные, реже неправильные по форме тела антигоритовых серпентинитов, протяженность которых может достигать нескольких километров, но преобладают более мелкие тела. Включения слагают ~ 5 % объема меланжа и представлены «кальциевыми» эклогитами, лавсонитовыми и хлоритовыми породами, графитистыми кварцитами.

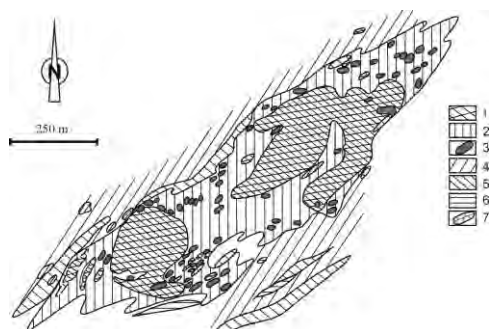


Рис. Схематическая геологическая карта фрагмента меланжа в районе д. Караяново.

1 — антигоровые серпентиниты, 2 — зона меланжа, 3 — «кальциевые» эклогиты, гранат-лавсонитовые породы, 4-7 — верхняя серия: 4 — зеленокаменные породы, зеленые сланцы, метаморфизованные горнблендиты, габбро, диабазы, 5 — графитистые кварциты, 6 — слюдяные сланцы, 7 — мрамора.

«Кальциевые» эклогиты и лавсонитсодержащие породы слагают линзовидно-шаровые выходы размером до десятков метров. Они сложены хлоритовыми, лавсонит-хлоритовыми, гранат-лавсонит-хлоритовыми и гранат-пироксеновыми разностями. В отдельных телах наблюдается концентрическая зональность. От контакта с серпентинитом выделяется хлоритовая, лавсонит-хлоритовая и гранат-лавсонит-хлоритовая, гранат-пироксеновая зоны. Мощность хлоритовых зон достигает нескольких десятков сантиметров, мощность лавсонитовых зон до десятка метров, при этом границы зон не резкие, извилистые. Гранат-пироксеновая зона в отдельных телах слагает всю центральную часть.

Гранат в «кальциевом» эклогите представлен порфировыми кристаллами размером 1–4 мм, распределен неравномерно и составляет около 5 % объема пород. Кристаллы граната зональны, по составу отвечают альмандин-гроссуляру. Центральная часть кристалла не содержит включений, характеризуется высоким содержанием (12–13 мол. %) спессартинового и низким (1–4 мол. %) пиропового компонентов. Периферия кристалла наполнена включениями диопсида и борнита, имеет слабо выраженную зональность, обусловленную замещением марганца на магний и кальций или железо и кальций. В гранат-хлоритовой породе гранат образует крупные (3–6 мм) порфировые кристаллы, скопления и прожилки, составляет до 30–40 % объема породы. Кристаллы имеют зональность, выраженную в замещении железа на кальций от центра к краю, и более высокое содержание кальция ($c - Grs_{50}And_2$, $r - Grs_{54}And_3$). В [лавсонит]-хлоритовой породе гранат присутствует в кристаллах [лавсонита] и хлоритовой матрице. Гранат в псевдоморфозах по лавсониту представлен мелкими (1–2 мм) с хорошей огранкой зональными кристаллами состава гроссуляр-спессартин-альмандин в центральной зоне и альмандин-гроссуляр в кайме ($c - Sps_{27}Grs_{23}And_1$, $r - Alm_{41}Grs_{48}And_2$). В матрице гранат более разнообразен по составу ($c - Alm_{58}Grs_{32}And_2$, $r - Alm_{40}Grs_{46}And_{2.5}$; $c - Alm_{60}Grs_{26}And_3$, $r - Alm_{57}Grs_{36}And_{2.5}$; $c - Sps_{15}Grs_{32}And_2$, $r - Alm_{44}Grs_{44}And_2$) — спессартин-гроссуляр-альмандин — гроссуляр-альмандин. Клинопироксен в «кальциевом» эклогите представлен диопсидом и омфацитом в виде включений в альмандин-гроссуляре и матрице. Диопсид во включениях в гранате имеет незначительные колебания состава: в центральной части зерен характеризуется более высокими содержаниями алюминия (Al^{VI} 0.10–0.12 к.ф.) и натрия (до 0.15 к.ф.), в краевых зонах более магниен и не содержит натрия. Зерна диопсида имеют каймы и оторочки, представленные кальцитом, хлоритом, кальцитом + хлоритом + альбитом и клиноцоизитом, омфацитом. Диопсид в матрице по составу соответствует краевым зонам диопсида в гранате. Омфацит развит в виде кайм и оторочек зерен диопсида, отдельных мелких (до 15 мк) неправильной формы зерен в гранате и матрице. Для его состава отмечается высокое содержание (65–59 мол %) авгитового и низкое (34–41 мол %) жадеитового компонентов. Для омфацита в гранат-хлоритовой и гранат-[лавсонит]-хлоритовой породе наблюдается изменение состава от $Jd_{39}Aug_{51}$ до $Jd_{50}Aug_{50}$. Лавсонит представлен крупными до 10–12

сантиметров кристаллами с характерными ромбовидными или прямоугольно-квадратными сечениями. Он имеет постоянный состав. Псевдоморфозы по лавсониту сложены клиноцоизитом + альбитом, клиноцоизитом + кальцитом + альбитом, слюдой + клиноцоизитом + альбитом. Мусковит развит в матриксе *Ca*-эклогита и *Gt*+*[Law]*-*Cso*+*Ab*+*Ms* породы и псевдоморфозах по лавсониту. Он характеризуется незначительными колебаниями [*Si*^{IV} 3.09–3.20, *Na* 0.04–0/10 к.ф., *F* 16–39 %] состава. Хлорит по составу отвечает клинохлорпеннину – прохлориту, характеризуется значительными колебаниями (2.85–3.27 к.ф.) кремнезема и (18–36 %) железистости. Кальцит в своем составе содержит незначительную примесь (< 1 мас. %) железа и марганца, при этом в «кальциевом» эклогите *Fe*>*Mn* то в гранат [лавсонит] хлоритовой породе *Fe*<*Mn*. Клиноцоизит характеризуется постоянством состава (*F* = 19±1 %). Альбит (№ 98) содержит незначительное количество кальция.

«Кальциевые» эклогиты и гранат-[лавсонит]-хлоритовые породы по ним имеют низкое содержание (32–40.5 мас. %) кремнезема, (до 1.0 мас. %) натрия, высокое (19–30 мас. %) алюминия и (7–19 мас. %) кальция и от 0.5 до 4 мас. % калия. Высокое содержание алюминия и кальция характерно для лавсонитсодержащих пород. Они содержат в своем составе большее количество редких элементов (*Cr* = 142–326 г/т, *Mn* = 2500–10200 г/т, *V* = 158–350 г/т), имеют высокую сумму РЗЭ = 99–209 г/т и отношение *Eu/Sm* = 0.23–0.28, *La/Yb* = 9–18 и *La/Sm* = 4–5. Характер распределения РЗЭ фиксирует преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ, что характерно для продуктов корового плавления.

Породы, сложенные [лавсонитом], клиноцоизитом, мусковитом, хлоритом и альбитом магнезиальные (*MgO* = 6.0–11.0 мас. %), низкокальциевые (*CaO* = 7.0–8.5 мас. %) при вариации *K₂O* от 1.8 до 3.4 мас. %. Характеризуются низкими содержаниями *Cr* (214–248 г/т), *Mn* (800–2650 г/т), *V* (415–530 г/т), Σ РЗЭ (26–50 г/т). Отношение *Eu/Sm* высокое и равно 1.5–1.8, *La/Yb* 0.9–1.2 и *La/Sm* = 1.4–1.8 низкое. Отмечается незначительное преобладание ТРЗЭ над ЛРЗЭ, сопровождаемое четко выраженной положительной *Eu*-аномалией. Такой тип распределения характерен для базальтов N-MORB.

Сохранность в «кальциевых» эклогитах раннего парагенезиса *Grs*+*Px* дает основание полагать, что давление при их образовании могло превышать 22.5 кбар, т. е. указывает на мантийные условия кристаллизации. При декомпрессионном подъеме глубинных блоков «метасоматические» преобразования пород обусловили возникновение в них следующей последовательности минеральных ассоциаций *Alm-Grs*+*Di*±*Chl*±*Czo*±*Pl* → *Alm-Grs*+*Di*+*Omp*+*Law*–*Chl*±*Czo* → *Alm-Grs*+*Omp*+ *Czo*+*Chl*+*Ms*±*Ca*±*Ab* → *Chl*±*Czo*+*Ms*±*Ca*±*Ab*. Термодинамические параметры образования ассоциаций описываются траекторией температуры и давления ≥ 678°C ≥ 13 кбар → 571°C – 9 кбар → 473°C – 8.7 кбар.

Датировки по циркону (*U/Pb* методом) из антигритовых серпентинитов, «кальциевых» эклогитов и лавсонитсодержащих пород имеют широкий диапазон временных характеристик: 2130 ± 22, 824 ± 11, 471 ± 8, 456 ± 9, 440–444 ± 7 и 372 ± 6 млн. лет. Хорошая сохранность «магматических» цирконов ордовикского возраста (470–440 млн. лет), с отчетливо выраженным зональным строением, рассматривается нами как вероятный возраст кристаллизации «кальциевых» эклогитов. По результатам *Ar-Ar* датирования белых слюд, можно утверждать, что объединение всех структурно-вещественных единиц комплекса произошло в карбоне (341 ± 2 млн. лет).

Антигритовые серпентиниты, «кальциевые» эклогиты и лавсонитсодержащие породы не имеют аналогов среди других подразделений максютовского комплекса. Эти образования слагают самостоятельную мафит-ультрамафитовую единицу, сформированную в глубинной зоне континентального рифта. Максютовский комплекс был сформирован при аккреции четырех структурно-вещественных единиц, характеризующихся не только

различными обстановками и временем формирования исходного субстрата, но и особенностями проявления в них метаморфических процессов.

Литература

1. Blake M. C., Moore Jr. D. E., Jayko A. S. // *Caleman RG, Wand X (eds) Ultrahighpressure metamorphism*. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 1995. P. 182–205. 2. Ленных В. И. Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с. 3. Dobretsov N. L., Shatsky V. S., Coleman R. G., Lennykh V. I., Valizer P. M., Lion J., Zhang R., Beane R. // *Jnt. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 136–160. 4. Ленных В. И., Вализер П. М. // Ежегодник-1985. ИГТ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 73–76.

ND-SR ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ

Г.А. Валуи, Е.Ю. Москаленко

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, gvalui@mail.ru)

Для получения генетической информации о процессах образования гранитных магм и особенно влияния коровой контаминации на состав первичных расплавов широко используются геохимические исследования наряду с изотопией кислорода, Nd и первичными отношениями Sr [1, 2 и др.].

Авторами было проведено изучение изотопов Nd и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах некоторых гранитоидных интрузивов Приморья [3, 4]. Объектами исследования явились позднемеловые-палеогеновые магнетитовые гранитоиды приморской серии – Оприченский, Дальнегорский, Бринеровский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский массивы (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) [5], образовавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, и альб-сеноманские ильменитовые гранитоиды татибинской серии (Южно-Приморская зона) – Успенский [6] и Ливадийский массивы, а также эоценовые щелочные граниты мыса Орлова [5], сформировавшиеся в условиях трансформной континентальной окраины, согласно геодинамическим реконструкциям А.И.Ханчука [7].

Измерения изотопного состава Nd и концентрации Sm и Nd методом изотопного разбавления проводилось в ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты). Определения Rb, Sr и современных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ производились в СВКНИИ ДВО РАН, (г. Магадан). Расчет первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ произведен, исходя из данных Ar-Ar возраста, сделанных ранее.

Как отмечает Г.Фор [2], магматическая активность в зонах субдукции порождает вулканические и плутонические магматические породы, которые во многих случаях образуются из мантийного материала, смешанного с терригенными осадками и ассимилированными коровыми породами. Новая магма и уже прошедшая по крайней мере один геохимический цикл кора включаются таким образом в состав заново наращиваемой литосферы в виде вулканогенно-осадочных комплексов, интродуцируемых большими сложными батолитами.

Анализ полученных результатов показывает, что отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных породах изменяется в пределах 0.51234 до 0.51267. Наибольшая величина этого отношения наблюдается в гранодиоритах Ливадийского массива, наименьшая – в адамеллитах Дальнегорского массива, обнаруживая слабое увеличение этого отношения от ранних основных (диоритов) к более поздним (гранитным) фазам внутри одного интрузива [3, 4].

Величина ϵNd для изученных пород колеблется от +1.69 (гранодиориты Ливадийского массива) до -5.1 (адамеллиты Дальнегорского массива). Положительные значения ϵNd , обнаруженные для позднемеловых – палеоценовых гранитов восточной части Сихотэ-

Алинского вулканического пояса – Валентиновского (+0.05 и +0.17) массива и гранодиоритов Ливадийского интрузива (+1.69), показывают, что эти породы могли произойти из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в более ранний период времени [2].

Большая часть изученных образцов имеет отрицательное значение ϵNd , что свидетельствует о том, что они могли произойти путем переработки или ассимиляции древних коровых пород, в которых отношение Sm/Nd было понижено при первоначальном отделении их от хондритового резервуара. Самые большие отрицательные величины ϵNd имеют раннемеловые гранодиориты (-3.29) и граниты (-3.14) Успенского массива, а также позднемеловые-палеоценовые породы массивов западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса – дальнегорские адамеллиты (-5.13) и николаевские габбро-диориты (-3.42), что наводит на мысль о различии в геодинамическом положении интрузивов западной и восточной частей вулканического пояса.

Большинство изученных мел-палеогеновых гранитоидов вулканического пояса имеет достаточно низкие значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7032-0.7034 для диоритов и гранодиоритов и 0.704 – 0.706 для гранитов), тогда как для ранне-меловых гранитоидов Успенского массива оно составляет 0.707. Самыми высокими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ обладают самые молодые эоценовые щелочные граниты мыса Орлова (0.7083). Причем, приконтактные фации гранитов имеют заметно более низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, чем центральные части изученных массивов. Например, в Опричненском массиве приконтактные (закаленные) фации гранитов имеют первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7056$, а в центральной части – 0.7067, в Ольгинском интрузиве – 0.7047 и 0.7074 соответственно. Как было показано ранее [4], вкост простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса происходит углубление магматических очагов от 12-15 км (прибрежная зона) до 18-20 км (Дальнегорский район) и в этом же направлении происходит возрастание первичного отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$): в диоритах Опричненского массива оно составляет 0.7034, тогда как в габбро-диоритах Николаевского массива -0.7059, в прибрежных гранитах – 0.704-0.705, а в дальнегорских адамеллитах – 0.706.

Как отмечает Г.Фор [2], модельные датировки соответствуют времени в прошлом, когда отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породе было равно этому отношению в CHUR. Модельные $Sm-Nd$ датировки, полученные для изученных образцов, свидетельствуют о том, что материнские расплавы меловых и мел-палеогеновых гранитоидов Приморья могли произойти из магм, ведущих свое происхождение из мантии, и контаминированных коровыми породами протерозойского возраста. Протерозойские породы на территории Приморья обнажаются в пределах Ханкайского массива и представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, ϵNd которых равно +3.8 согласно Мишкину М.А. [8]. Возможно именно они или продукты их разрушения и послужили источником первичных магм рассматриваемых интрузивов.

Позднемеловые-палеогеновые породы массивов западной части вулканического пояса – дальнегорские габбро-диориты и адамеллиты и раннемеловые успенские гранодиориты образовались при контаминации магм наиболее древними породами (1200 – 1300 млн.), а ливадийские гранодиориты – более «молодыми» - (718 млн.). Самый древний модельный возраст (и видимо нереальный) получен для мусковит-гранатовых гранитов Успенского массива ($T_{DM-1} = 3.9$ млрд., тогда как их $T_{DM-2} = 1182$ млн.).

Таким образом, позднемеловые-палеогеновые гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, формировавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, характеризуются более низкими и даже положительными ϵNd , более низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в целом по сравнению с гранитоидами западной части вулканического пояса (дальнегорские адамеллиты и

николаевские габбро) и раннемеловыми успенскими (Южно-Приморская зона) и эоценовыми гранитами мыса Орлова, образовавшимися в геодинамической обстановке трансформной окраины, изотопная характеристика которых свидетельствует о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

Литература

1. Покровский Б.Г. /Тр. ГИН. Вып. 535. М: Наука, МНК «Наука/Интерпериодика», 2000. 226 с. 2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с. 3. Валу́й Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А. //ДАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 363-367. 4. Валу́й Г.А., Москаленко Е.Ю. // ДАН. 2010. Т. 435, № 3. С. 365-368. 5. Валу́й Г.А. // Тихоокеан. геология, 2004. Т. 23, № 3. С. 37-51. 6. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валу́й Г.А. и др. // ДАН. 2008. Т. 420, № 5. С. 664-668. 7. Khanchuk A.I. // Earth Sci. 2001. V. 55, № 5. P. 275-291. 8. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З. и др. //ДАН. 2000. Т. 374, № 6. С. 813-815.

РОЛЬ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

В.И. Васильев

(Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, geovladi@mail.ru)

Известно, что в земной коре с глубиной хрупкие деформации сменяются пластическими. С.Н. Иванов считал, что континентальная кора подвержена хрупким деформациям до глубин 6–10 км, а ниже преобладают пластические деформации [1]. При этом в пределах хрупкой коры флюид находится в открытых трещинах под гидростатическим давлением, а ниже – в изолированных полостях и порах в условиях максимального литостатического давления.

Внедрившийся магматический очаг относительно пластично-хрупкого перехода (ПХП) может занимать одну из трех позиций (рис. 1). Очевидно, что магматогенно-гидротермальная система (МГС) в каждом из трех случаев будет эволюционировать по трем различным сценариям.

Для изучения эволюции МГС необходимо иметь исходные *распределения тепла и вещества* в их пределах. С целью их определения авторами были разработаны три численные двумерные физико-химические модели МГС. Модельные системы представляли собой разрез земной коры протяженностью 4 км на глубину 20 км. Глубина ПХП – 8 км. Системы были разбиты на квадратные подсистемы со стороной 1 км.

Температура в подсистемах (рис. 2) определялась согласно методике [2] модифицированным методом Гаусса-Зейделя с фиксированными точками, каковыми являлись подсистемы уровня 20 км (600°C) и центра магматического очага (1200°C). Температуры подсистем верхней, правой и левой границ рассчитывались рекурсивно.

Давление флюида для пластичной зоны принималось литостатическим и рассчитывалось интегрированием минеральных плотностей вышележащих подсистем. В хрупкой зоне гидростатическое давление было получено интегрированием плотности флюида в вышележащих подсистемах, которая рассчитывалась как функция температуры по эмпирическим уравнениям [3]. Набор независимых компонентов модели отвечал системе Si–Al–Fe–Mg–Ca–Na–K–H–O–C–S–Cl–F. Термодинамическое моделирование проводилось на базе ПК «Селектор». Равновесные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой рассчитывались методом минимизации энергии Гиббса.

Моделирование показало резкую смену минеральных парагенезисов, составов раствора и газов на геохимическом барьере ПХП. Области наибольшего содержания свободного флюида локализуются преимущественно в нижней, пластичной зоне и в зоне

магматического очага в двух первых сценариях – при его внедрении в хрупкую среду, что свидетельствует о присутствии расплава.

Распределение компонентов твердых фаз контролируется геохимическим барьером ПХП и Р-Т-условиями подсистем. Минералы кремнезема в системе представлены α -кварцем, тридимитом, кристобалитом, халцедоном и аморфным кремнеземом, причем в нижней, пластичной зоне равновесен только аморфный кремнезем в небольших количествах. Остальные минералы кремнезема равновесны выше геохимического барьера ПХП.

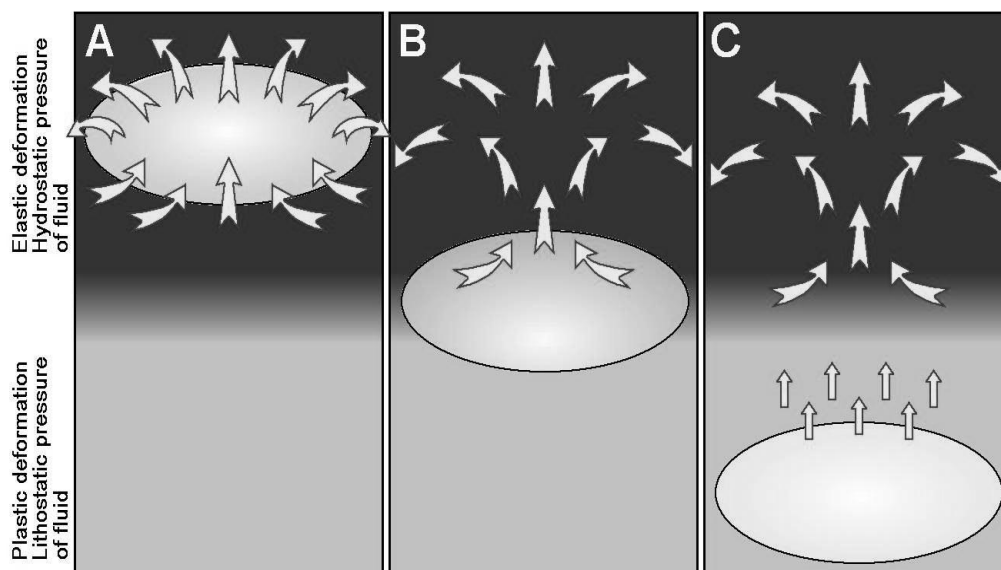


Рис. 1. Внедрение магматических очагов в разные реологические зоны земной коры и схемы развития конвективных потоков гидротерм в зависимости от положения источника тепла. А – локализация магматического очага в зоне хрупких деформаций; В – локализация магмы на границе между зонами упругих и пластических деформаций; С – локализация очага магмы в зоне пластичности пород. Большими стрелками показана конвекция растворов в зоне хрупких деформаций, маленькими – кондуктивный тепловой поток от магматического резервуара, расположенного в зоне пластичности пород.

Полевые шпаты представлены, в основном, плагиоклазами и микроклином. По равновесным содержаниям альбита и анортита можно судить о номере плагиоклазов в той или иной подсистеме. Альбит характерен для хрупкой зоны, анортит же приурочен к подсистемам магматического очага. Максимальные содержания альбита – до 44 масс. %, анортита – до 28 масс. %. Микроклин существует на глубинах 13–18 км (до 12 масс. %), и точно – в хрупкой зоне (до 8 масс. %). В периферийных частях магматического очага равновесен гематит (до 8 масс. %), в меньших количествах он присутствует в зоне хрупких деформаций (до 2.5 масс. %). Пироксены представлены эгирином, геденберgitом, диопсидом. Эгирин равновесен в пластичной зоне (до 14 масс. %), геденберgit – на средних глубинах (до 5.4 масс. %), причем их изоконцентраты огибают магматический очаг снаружи, не пересекая его границы. Среди амфиболов отметим антофиллит, о составе которого можно судить по содержаниям крайних членов изоморфного ряда: Fe-антофиллит – до 4 масс. % и Mg-антофиллит – до 15 масс. %. Флюорит разных модификаций характерен практически для всей системы; его распределение сложно интерпретировать. В первом

сценарии он частично отсутствует непосредственно под геохимическим барьером ПХП и на глубинах 16–17 км, во втором – на глубинах 9–17 км, в третьем – в области между магматическим очагом и линией ПХП. Максимальные содержания флюорита – до 0.12 масс. %. В средне- и низкотемпературных областях зоны хрупких деформаций равновесны некоторые цеолиты, например, К-На-мерлиноит.

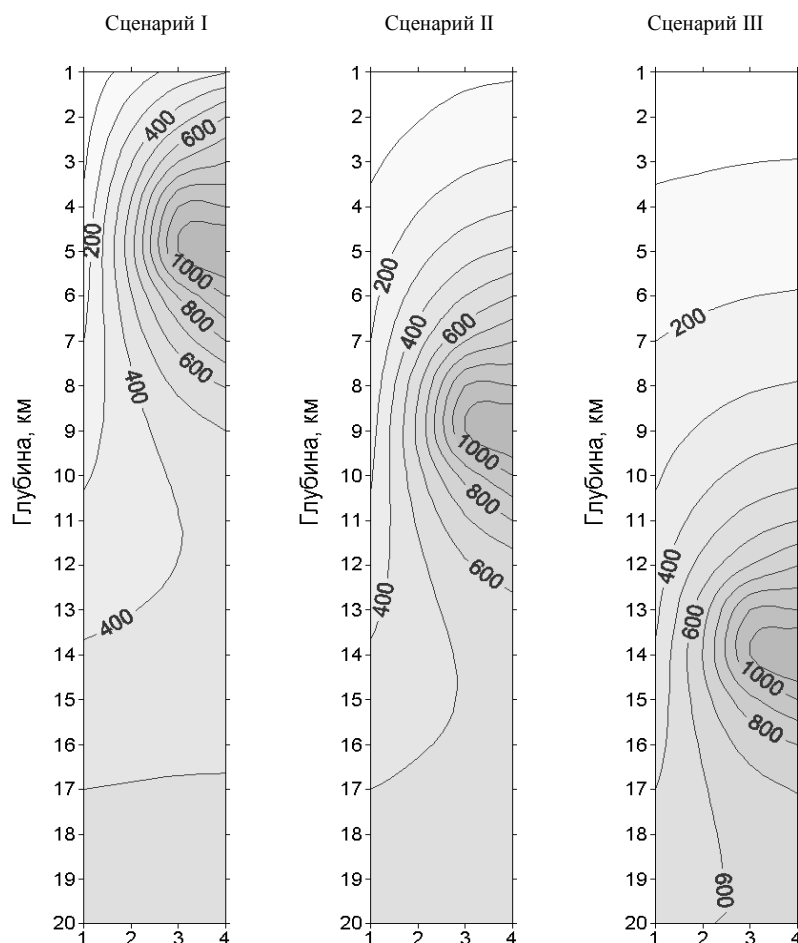


Рис. 2. Расчетное распределение температуры (°C) для трех модельных сценариев.

Таким образом, моделирование позволило детально описать распределение температуры и давления в системах, получить равновесные минеральные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой для каждой подсистемы трех моделей, а также определить факторы, влияющие на распределение того или иного компонента системы.

Литература

1. Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН, 2002. 152 с.
2. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. // Геоинформатика. 2009. №3. С. 15–30.
3. Vasiliev V.I., Zhatnuev N.S., Vasilieva E.V., Sanzhiev G.D. // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Proceedings of International Symposium. Irkutsk: IEC SB RAS, 2011. P. 288–291.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ПОЛОСТЕЙ В ПЛАСТИЧНОЙ СРЕДЕ

Е.В. Васильева, Г.Д. Санжиев

(Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, geojenny@mail.ru)

Целью постановки экспериментов явились необходимость практической проверки состоятельности предложенного Н.С. Жатнуевым [1] механизма вертикального движения полостей (трещин) в пластичной среде и оценка физических параметров этого процесса.

Исходную задачу подготовки эксперимента проще всего сформулировать так: необходимо некоторым методом проследить эволюцию полости (трещины), заполненной некоторым жидким и/или газообразным веществом (модельным флюидом) в некоторой твердой пластичной среде. При этом чтобы в заданных местах среды некоторым образом могли быть вызваны напряжения сжатия и/или растяжения заданной величины. Отдельной проблемой стал способ формирования этой полости внутри пластичной среды.

Наиболее подходящим для наблюдения эволюции полости (трещины) и поведения модельной среды под напряжением был избран поляризационно-оптический метод на оптически активной среде.

Таким образом, при подготовке экспериментов решались следующие задачи:

1. Подбор модельной среды.
2. Подбор модельного флюида.
3. Определение способа получения напряжения среды.
4. Определение способа формирования полости в модельной среде.
5. Учет условий подobia.
6. Определение конфигурации частей модельной установки.
7. Подбор источника света.
8. Выбор способа фиксации изображений экспериментов.

В качестве основы модельной среды были выбраны материалы, наилучшим образом соответствующими поставленной цели: пектиновый или желатиновый студни. В застывшем состоянии оба материала представляют собой твердую пластичную среду: бесцветную (пектин) или желтого цвета (желатин). Последний по оптическим свойствам заметно уступает первому, и был выбран только по причине доступности в необходимых для эксперимента количествах. Марка использовавшегося желатина – П-11.

Для соблюдения условий подobia по соотношению плотностей модельных среды и флюида к желатину добавлялись различные утяжелители. Были опробованы различные неорганические соли, но с их добавлением материал не застывал практически при любой концентрации желатина. Поэтому мы остановили свой выбор на обычном сахаре. В этих же целях был необходим как можно менее плотный модельный флюид. Если для газообразного модельного флюида хорошо подходил обычный воздух ($\sim 0.00129 \text{ г/см}^3$), то выбор жидкого материала был более сложен. Наконец, из доступных веществ наиболее подходящим был признан этиловый спирт $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ ($\sim 0.789 \text{ г/см}^3$). Для лучшей видимости в желатиновой среде спирт окрашивался в различные цвета добавлением небольшого количества чернил.

Для уменьшения желтого оттенка желатинового студня в его состав добавлялись различные осветлители, из которых лучшим был признан пероксид водорода H_2O_2 , являвшийся также и бактерицидным средством, что немаловажно при длительном течении опыта. После многочисленных опытов по застыванию модельной среды с разными соотношениями ингредиентов были отобраны три варианта, которые чаще всего использовались в дальнейших экспериментах.

Механические напряжения среды создавались с помощью алюминиевых или

дюралюминиевых пластин с множеством сквозных отверстий, приводившихся в движение пружинами по направляющим в стенках модельной емкости. Макроразрывы между модельной средой и пластинами при их движении предотвращались посредством застывания желатинового студня в отверстиях погруженных в него пластин.

Для формирования внутри застывшей модельной среды полости (трещины), заполненной модельным флюидом, использовалась подводящая полихлорвиниловая трубка со шприцевой иглой на конце, которая вводилась в просверленный канал в днище или стенке модельной емкости, предварительно заклеенный резиновой мембраной. Конструировались различные варианты ввода иглы в модельный материал. Проблема заключалась в нарушении иглой микроструктуры материала при ее вводе, и, соответственно, заранее заданном направлении формирования полости при подаче модельного флюида, что противоречило условиям эксперимента. Для решения этой проблемы был изобретен следующий способ. Сначала в емкость заливалось небольшое количество разведенного модельного материала с высокой концентрацией желатина таким образом, чтобы он покрыл дно слоем 10–12 см. При этом над просверленным каналом устанавливался смазанный машинной смазкой цилиндрический стакан. После застывания желатина стакан легко вынимался, а в оставшуюся после него форму заливался густой сироп из воды и сахара. Затем сверху аккуратно заливалась основная масса модельного материала. Таким образом, модельный флюид вводился не в саму модельную среду, а в этот сироп, откуда независимо от направления иглы мог попадать в желатиновый студень.

Для того чтобы экспериментальная картина отвечала сложному течению геологического явления или процесса, необходимо выполнение ряда условий подобия. В приложении к моделированию геологических процессов принципы использования теории подобия обсуждены М.В. Гзовским [2]. В соответствии с ними при моделировании сложных геологических систем должны быть обеспечены пропорциональность форм и размеров (геометрическое подобие), пропорциональность скорости, ускорений и направлений движений тел (кинематическое подобие), пропорциональность движений и сил (динамическое подобие), пропорциональность друг другу всех физических величин, характеризующие физико-химические процессы.

Для обеспечения подобия геологических процессов нет необходимости отыскивать в природе или модели аналоги с пропорциональным изменением всех переменных. При наличии компенсаторов подобие может быть установлено и при непропорциональных изменениях всех остальных переменных. Компенсатором может служить наиболее «подвижно» изменяющееся свойство. Это положение взято за основу при определении критериев подобия моделируемого нами процесса.

В основе моделируемого нами процесса лежит формирование и развитие полостей в деформированной пластичной среде. Главными физико-механическими параметрами, определяющими свойства этой среды, являются плотность и динамическая вязкость, менее существенны скорость деформирования, продолжительность опыта, степень деформации.

Необходимые и достаточные условия подобия в нашем случае можно выразить следующим образом [2]: $C_\eta = C_l \times C_t \times C_\rho \times C_g$, $C_i = i_m / i_n$, где C_i – множитель подобия по параметру i , где i – один из пяти параметров, фигурирующих в уравнении: динамической вязкости η , геометрического размера l , длительности процесса t , плотности ρ и ускорения силы тяжести g ; i_m – значение данного параметра в экспериментальной модели, i_n – аналогичное значение в природном объекте. Данная формула представляет собой одно уравнение, следовательно, для его решения в нем должно быть только одно неизвестное. В качестве такого неизвестного принята η_m – динамическая вязкость модельного вещества.

Эксперимент 1. Размеры желатиновой матрицы: 320×280×270 мм. Желатиновая

матрица двухслойная: нижний слой менее плотный и прочный, чем верхний, в котором создано боковое двустороннее сжатие (300 Па с каждой стороны). При деформации в поляризованном свете отчетливо проявились оптические эффекты. Модельный флюид подавался непрерывно. Последовательные фотоизображения эксперимента с интерпретационными схемами приведены на рис. 1 (время указано в минутах и секундах). В эволюции полости можно выделить четыре этапа. Первый этап: простое развитие в нижнем слое. Второй этап: локализация полости под верхним слоем и его «натяжение». Третий этап: прорыв границы слоев и развитие полости в условиях напряжения сжатия. Четвертый этап: перемещение полости к передней стенке модельной емкости, и выход модельного флюида из желатиновой матрицы вдоль поверхности стенки.

Эксперимент 2. Размеры желатиновой матрицы: 580×320×320 мм. Желатиновая матрица двухслойная: нижний слой пластичный с плотностью 1.15 г/см³, верхний – более прочный и хрупкий. Модельный флюид подавался под давлением 17кПа до формирования полости высотой ~6 см, затем подача прекратилась. Последовательные фотоизображения эксперимента с интерпретационными схемами приведены на рис. 2 (время указано в минутах и секундах). При подаче модельного флюида начала свое образование полость. Она увеличивается в объеме, изменяя свое направление, следуя участкам меньшего напряжения. Постепенно полость, продолжая изменять направление, уплощается по мере роста вверх. Начинается медленное изгибание вправо. Далее подача флюида прекращается. Полость вытягивается и отрывается от своей «ножки», продолжая движение. Стенки полости в хвостовой части сжимаются. Постепенно вертикальная составляющая ее движения начинает преобладать до тех пор, пока голова полости не подходит к прочному верхнему слою. Здесь движение замедляется, и модельный флюид разделяется на жидкую и газовую фазы. Некоторое время происходит эволюция по латерали. В это время из нижней части первой полости рождается вторая, которая набирает скорость и «упирается» в границу между слоями. Подошва верхнего слоя натягивается и рвется. В относительно «хрупком» верхнем слое мгновенно происходит деформация, и раствор выходит на поверхность.

Выводы:

1. В изолированных полостях, заполненных флюидом, возникает избыточное давление флюида (ИДФ) зависящее от плотности флюида, протяженности полостей и от величины литостатического давления.
2. В гравитационном поле в пластической вмещающей среде происходит миграция флюидонаполненных полостей по механизму гидроразрыва, скорость которой зависит от величины избыточного давления.
3. Для начала миграции полостей необходима критическая высота полости, обеспечивающая критическое ИДФ, равное прочности породы.
4. Траектория движения зависит от напряженного состояния среды, в которой процесс развивается. Полость при движении отклоняется в зону растягивающих напряжений, избегая зоны напряжений сжатия.
5. При наличии барьеров, прочность на разрыв которых превышает величину ИДФ в полости, последняя некоторое время распространяется по латерали до момента понижения избыточного давления до уровня прочности вмещающей среды.
6. На основе анализа экспериментов было рассчитано статистически среднее критическое ИДФ, необходимое для гидроразрыва модельной среды: 375.39 Па. Следовательно, средняя критическая длина полости в модели составляет 6.01 см, что при природной прочности пород 130 кПа соответствует ~42.84 м, а при прочности 3 МПа соответствует ~988.59 м.

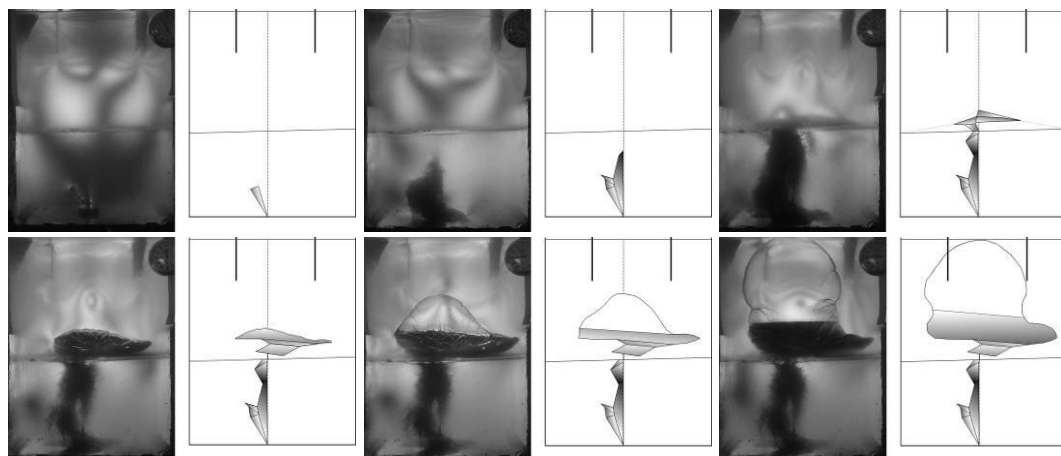


Рис. 1. Иллюстрация первого эксперимента. Объяснения в тексте.

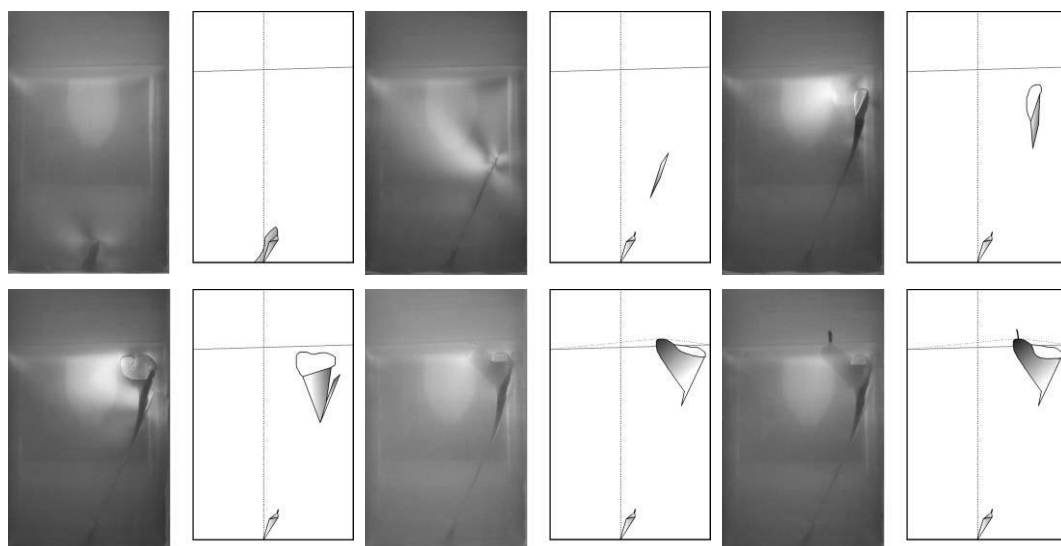


Рис. 2. Иллюстрация второго эксперимента. Объяснения в тексте.

Литература

1. Жатнуев Н.С. // Доклады РАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 380–384.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.

ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ ДАЙКОВОЙ СЕРИИ В ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ НАРАНСКОГО МАССИВА (МОНГОЛИЯ)*Н.В. Вахрушева*(Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, nv250190@yandex.ru)

Введение. Наранский альпинотипный массив, входящий в состав Хан-Тайширского офиолитового пояса, является одним из наиболее исследованных среди офиолитов Монголии [1, 2 и др.]. В ходе изучения хромитоносного дунит-гарцбургитового комплекса массива нами были выделены многочисленные маломощные дайки «долеритов» - плотных тонкозернистых пород черного цвета, ассоциирующих с карбонатными прожилками и линзами, и развитыми среди ультрамафитов нормальной щелочности – хромитоносных дунитов и гарцбургитов. Дайки пространственно тяготеют к рудопроявлениям хромовых руд.

Формация щелочных ультрамафитов и карбонатитов большинством исследователей интерпретируется исключительно как платформенная ассоциация. При этом в щелочных базальтоидах и ультрамафитах известны многочисленные находки мантийных ксенолитов - перидотитов и пироксенитов. Предполагается, что меланефелиниты и базаниты являются высокобарическими выплавками из шпинелевых или гранатовых перидотитов мантии [3 и др.] или продуктами плавления пироксеновых и амфиболовых пород – продуктов мантийного метасоматоза [4, 5].

Нами впервые установлены и представлены результаты изучения меланефелинитов и базанитов в хромитоносном дунит-гарцбургитовом комплексе офиолитовой ассоциации.

Геологическое строение. В плане Наранский ультраосновной массив представляет собой линзовидное тело длиной 38 км и шириной от 1-2 до 10 км, которое круто погружается на юг. Как северный, так и южный контакты массива тектонические. Вдоль южного контакта ультрамафитов развиты пироксениты – в основном клинопироксениты и вебстериты, и габброиды, сменяющиеся фрагментарными выходами комплекса параллельных даек и подушечных лав, сложенных базальтами и долеритами. Комплекс параллельных даек детально изучен и освещен в литературе [6, 7].

В ультрамафитах Наранского массива широко проявлены процессы карбонатизации, отражая многоэтапный углекислотный метасоматоз, затронувший не только породы офиолитового комплекса, но и вмещающие массив конгломераты и вулканиты. В меланефелинитах и базанитах отмечаются карбонаты нескольких генераций: кальцит в миндалинах, кальцит с натролитом и анальцимом в прожилках, отличающийся низким значением объема элементарной ячейки; прожилки и линзы более поздних доломитов и магнезитов.

В северном эндоконтакте Наранского массива развита мощная толща магнезитов. Вдоль южного контакта протягиваются скальные выходы карбонатных пород, сложенных в основном кальцитом. Рентгенофазовый анализ показал присутствие минерала с параметрами элементарной ячейки, существенно отличающихся от параметров кальцита из вторичных прожилков и линз, развитых в ультрамафитах и габброидах, и свидетельствующие о возможном его магматическом (высокотемпературном) генезисе.

Щелочные ультрамафиты встречаются в виде даек и локальных развалов. При общем субширотном простирании пород офиолитового комплекса, тела щелочных пород ориентированы субмеридионально с крутым до субвертикального, падением, в отличие от субширотного комплекса параллельных даек, входящих в состав офиолитового разреза.

Мощность тел меланефелинитов и базанитов небольшая – от десятков сантиметров до первых метров. Контакты с ультрамафитами нормальной щелочности – тектонические, с

развитием на контакте карбонатной просечки 1-5 см мощностью. Дуниты и/или метаморфизованные гарцбургиты (оливин-антигоритовые породы, как правило) в зоне контакта деформированы. Следов термального воздействия в ультрамафитах нормальной щелочности на контакте с щелочными породами в коренных выходах на поверхности не отмечается.

Базаниты впервые нами установлены в коренных выходах и в керне буровых скважин в центральной части массива в пределах рудопроявления хромитов «Центральное – 3000 метров». Базаниты, предположительно, слагают силл – одна из скважин прошла субвертикально 40 м по щелочным породам и контактовым метасоматитам. В других скважинах были пересечены маломощные интервалы базанита. Как показало исследование керна, вокруг отдельных интервалов базанита развиты зоны фенитов и скарноидов кальцит-андрадит-диопсидового состава. В других случаях в пределах того же участка контактовых изменений, кроме рассланцевания антигоритизированных дунитов и гарцбургитов и карбонатных просечек на контакте с базанитами, не наблюдается.

Внутри даек щелочных пород отмечается некоторое увеличение размера зерна в базисе и увеличение количества вкрапленников от висячего бока к лежащему.

Минералого-петрографическая характеристика щелочных пород. Меланефелиниты – тонкозернистые плотные породы черного цвета, минеральный состав которых возможно определить только при оптических увеличениях. Под микроскопом в меланефелините устанавливается микропорфировая структура; вкрапленники, размером в десятки доли мм, представлены в основном зональными оливином и клинопироксеном, реже – керсутитом, мелилитом и нефелином; встречаются идиоморфные зерна канкринита. В базисе преобладают керсутит, флогопит/биотит, плагиоклаз – олигоклаз-альбитового состава, клинопироксен. Акцессории представлены магнетитом, ильменитом, длиннопризматическим апатитом, редко – хромовой шпинелью и др.

Оливин вкрапленников значительно варьирует по железистости и содержанию микропримесей. От зерна к зерну в оливине из одного образца наблюдаются вариации железистости до 15%. Марганцовистые оливины с высокой железистостью являются и более кальциевыми, то есть более низкобарическими. Подобные составы оливина описаны В.В.Иванниковым и др. для щелочных дайковых ультрамафитов Турьего мыса [8]. В шлифах наблюдаются случаи обрастания коричневого (марганцовистого, кальциевого) оливина бесцветным - низкокальциевым, что свидетельствует о возможном возрастании давления при кристаллизации породы.

Клинопироксен в меланефелинитах по составу соответствуют титан-авгиту с явной зональностью по окраске и составу: центральные части коричневатозеленые, краевые – бесцветные. От центра к краю зерен снижается содержание титана и алюминия, возрастают количества железа, натрия, марганца. Окраска минерала в шлифе отражает содержание титана, а не железистость.

Мелилит в меланефелините значительно варьирует по содержанию главных компонентов – кальция, натрия и магния. В натровой разновидности отмечается существенная примесь бария. Для всех составов установлено повышенное содержание фтора.

Базаниты – породы серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза и прожилками кальцит-анальцит-натролитового состава. Структура от порфировой до микропорфировой. Минеральный состав базанитов более простой, чем в меланефелинитах. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз, часто зональный – от лабрадора до олигоклаза; встречаются фенокристы клинопироксена, оливина и мелилита. В базисе преобладают клинопироксен – титан-авгит и плагиоклаз – альбит-олигоклаз; керсутит, флогопит встречаются редко. Мелилит образует единичные фенокристаллы или их скопления по три-пять зерен.

Микроминдалины выполнены анальцимом, пумпеллиитом, карбонатом. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, титанитом, сульфидами. В отдельных образцах устанавливается содержание скелетных зерен титанита до 15-20%. В титаните – пылевидная вкрапленность сульфидов.

Результаты изучения петрографии и химизма минералов меланефелинитов и базанитов свидетельствуют о резко неравновесных условиях кристаллизации пород, о возможном повышении направленного деформационного давления в ходе кристаллизации, что привело к формированию резких градиентов в составах минералов.

Петро- и геохимическая характеристика пород дайкового комплекса. Изучено распределение основных петрогенных оксидов и элементов-примесей в щелочных породах дайкового комплекса; проведено сопоставление с долеритами и диабазами из комплекса параллельных даек и ультрамафитами нормальной щелочности.

Базаниты являются более кислыми и несколько менее щелочными, чем меланефелиниты; содержания титана и железа в них близки. От базитов комплекса параллельных даек щелочные породы отличаются по химии значительно сильнее, чем макроскопически в образцах: меланефелиниты и базаниты содержат значительно больше не только щелочей, но железа и титана (рис.1), при значительно более низких содержаниях кремнезема и оксида магния.

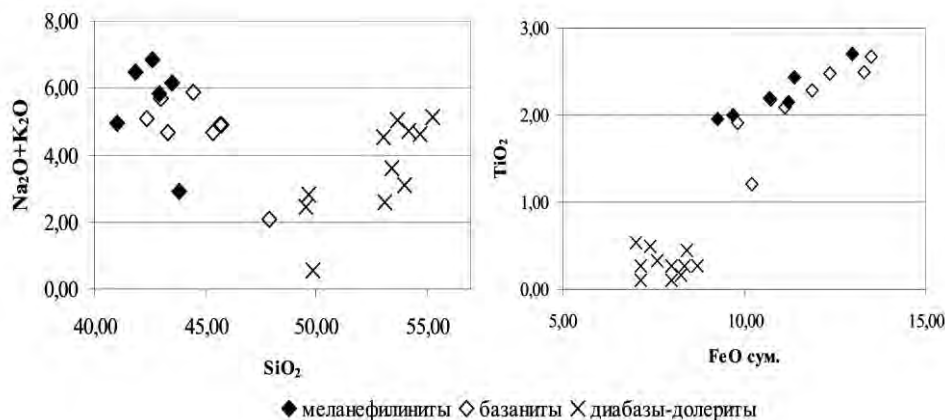


Рис. 1. Вариации содержаний петрогенных оксидов в породах дайковых серий Наранского массива

Меланефелиниты, по сравнению с базанитами, обогащены барием, рубидием и стронцием, ниобием, цирконием, церием и др.. В меланефелинитах наблюдается наибольшее обогащение лантаноидами - лёгкими, в первую очередь (рис. 2). Для щелочных пород отмечается прямая пропорциональность положения линии спектра от кремнекислотности породы.

Для ультрамафитов нормальной щелочности также наблюдается обогащение лёгкими лантаноидами, отсутствует отрицательная европиевая аномалия, V-образный спектр, характерный для альпинотипных ультрамафитов, проявлен слабо.

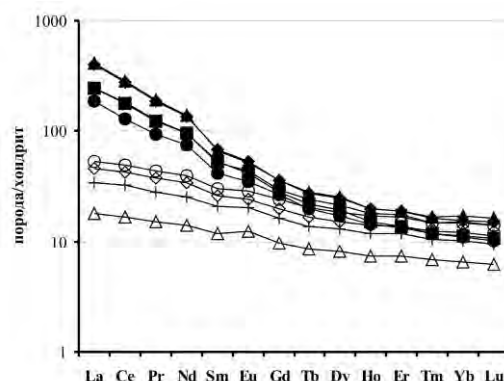


Рис. 2. Распределение РЗЭ в щелочных породах Наранского массива (заштрихованные значки – меланефелиниты, незаштрихованные – базаниты)

Заключение. Исследование геологического положения и вещественного состава щелочных пород дайкового комплекса в хромитоносных ультрамафитах Наранского массива выявило свидетельства резко неравновесных условий кристаллизации пород, о чем свидетельствуют составы главных породообразующих минералов, характер их зональности.

Геологические и геохимические данные позволяют установить генетическую связь между щелочными ультрамафитами и породами нормальной щелочности.

Дайки щелочных пород пространственно приурочены к рудопроявлениям хромовых руд и маркируют в пределах массива единую рудно-тектоническую структуру.

Образование щелочных пород возможно на коллизионной стадии развития коры, в результате воздействия стрессового давления в присутствии водного и/или водно-углекислотного флюида на ультрамафиты меланократового основания офиолитового разреза, концентрацией в зонах растяжения даек меланефелинитов и базанитов, с формированием в зонах сжатия – рудных тел хромитов.

Исследования проводятся при частичной поддержке проектов РФФИ (11-05-12040-офи-м-2011) и 12-П-5-1017 УрО

Литература

1. Леснов Ф.П. // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 1. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С.58-95.
2. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
3. Tscheegg C., Ntaflos Th., Akinin V.V. // Lithos, 2011. V.122, № 1-2. P. 13–24.
4. Pilet S., Baker M. B., Stolper E. M. // Science, 2008. V.320. P. 916-919.
5. Niu Y. // Science, 2008. V. 320. P.883-884.
6. Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Томуртоого О., Баранов Б. В. // Геология и геофизика, 1983. № 4. С. 15-24.
7. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
8. Ivanikov V.V., Rukhlov A.S., Bell K. // J. Petrology, 1998. V.39, № 11-12. P. 2043-2059.

**ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ «СЕРЫХ ГНЕЙСОВ» СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА***В.Р. Ветрин, П.А. Серов*

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, vetrin@geoksc.apatity.ru)

В составе ранней континентальной коры существенную роль играют гнейсы тоналит-грандьеит-гранодиоритового (ТТГ) состава, известные также под названием тоналитовых или "серых" гнейсов. В северной части Балтийского щита нами, учитывая результаты предшествующих исследований [1-7], характеризуются гранитоиды ТТГ ассоциации и ассоциирующие с ними метаэффузивы, формировавшиеся (млрд. лет) в мезоархее (2.92-2.99; 2.80-2.83) неоархее (2.70-2.77; 2.66-2.68) и палеопротерозое (1.94-1.95). Датирование цирконов выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на вторично-ионном микроанализаторе SHRIMP-II, определение элементов примесей произведено методом ICP-MS в ИМГРЭ, г. Москва, и изотопного состава Nd - в ГИ КНЦ РАН.

Наиболее древние мезоархейские гиперстенсодержащие ортогнейсы тоналит-грандьеитового состава изучены в северо-западной части Кольско-Норвежского мегаблока, где они образуют изометричные выходы среди глиноземистых гнейсов и имеют с ними согласные, осложненные поздними тектоническими нарушениями контакты с погружением ортогнейсов под глиноземистые гнейсы. На диаграмме с конкордией точки составов цирконов аппроксимируются четырьмя дискордиями с верхними пересечениями (млн. лет), соответственно, в 2990 ± 4 (3 точки), 2921 ± 12 (6 точек), 2851 ± 11 (21 точка), 2778 ± 10 (3 точки). Эти данные, учитывая результаты изучения геологии, состава пород, морфологии и состава цирконов интерпретированы, соответственно, как возраст двух ранних магматических событий при образовании протолита эндербитов, и время проявления двух этапов метаморфизма – гранулитовой и амфиболитовой фаций, сопровождавшихся частичным плавлением эндербитов. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ эндербитов и двупироксеновых кристаллосланцев составляет, соответственно, 3,0-3,2 и 3,2-3,4 млрд. лет, и $\epsilon Nd(T)$ для эндербитов колеблется от 2.0 до -0.4. Приведенные данные, а также результаты изучения гнейсов кольской серии [8] свидетельствуют, что на момент внедрения мезоархейских протолитов ортогнейсов в регионе уже существовала ранняя континентальная кора, а также о более древнем возрасте протолитов ортогнейсов относительно глиноземистых гнейсов кольской серии ($T_{Nd}(DM) = 2.9-3.1$ млрд. лет).

Тоналитовые гнейсы возрастного этапа 2.80-2.83 млрд. лет входят в состав неоархейской гранит-зеленокаменной области в восточной части блока Инари и северо-западной части Кольско-Норвежского блока. Эти породы изучены в фундаменте палеопротерозойской Печенгской структуры, вскрытом Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 и обнаженном на поверхности в северо-западном обрамлении Печенги [9], а также на границе Кольско-Норвежского блока с Беломорским подвижным поясом (полигон Воче-Ламбина [1]). Такой же возраст образования (2830 ± 70 млн. лет [10]) определен для эндербитов массива Веже-тундра, расположенном в центральной части Кольско-Норвежского блока. В разрезе архейского фундамента Печенгской структуры метавулканитами дацит-плагиоориодацитового состава сложено около 45% объема пород. Возраст кристаллизации метавулканитов от верхней к нижней частям разреза скважины увеличивается от 2798 ± 12 до 2830 ± 10 млн. лет [11]. С северо-запада вмещающими породами для Печенгской структуры являются неоархейские тоналит-грандьеитовые комплексы (~80-90%) с прослоями глиноземистых гнейсов и расположенные среди них реликты зеленокаменных поясов. U- Pb возраст цирконов из тоналитовых гнейсов обрамления Печенги определен в 2.8-2.84 млрд. лет, и время метаморфизма – в 2.7-2.76

млрд. лет [12]. По содержанию главных, редких и редкоземельных элементов среди рассматриваемых пород выделены гнейсы двух (в разрезе СГ-3) или трех (в обрамлении скважины) геохимических типов, образование которых определялось составом субстрата, степенью его плавления и Р-Т условиями образования расплавов [9]. Величина $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ в тоналитовых гнейсах колеблется от 3.9 до -3.3. Анализ пространственного расположения и состава тоналитовых гнейсов в разрезе СГ-3 и ее окружения позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного породами кольской серии.

Неоархейские “серые гнейсы” возрастного интервала 2.70-2.77 млрд. лет образуют значительную часть Мурманского блока, а также распространены в центральной и восточной частях Кольско-Норвежского блока, где они пространственно ассоциируют с глиноземистыми гнейсами кольской серии. Гранитоиды метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, что в пределах Кольско-Норвежского блока проявлено в чередовании полос тоналит-трондьемитового и эндербитового составов, имеющих северо-западное простирание. Время образования (2747 ± 5 млн. лет, $\text{СКВО} = 0.68$, $n=6$) и возраст метаморфизма (2746 ± 7 млн. лет, $\text{СКВО} = 2.8$, $n=6$) определены U-Pb методом по внутренним и внешним частям цирконов из амфибол-биотитовых тоналитов в верхнем течении р. Вороньей. Близкие цифры возраста (в млн. лет) тоналитовых гнейсов восточной части Мурманского блока (2748 ± 7 ; 2771 ± 10) и эндербитов Канентъяврского массива (2772 ± 7) приведены в [13]. В Терско-Стрельнинском блоке возраст тоналитов определен в 2722 ± 18 и 2692 ± 19 млн. лет [7]. Среди тоналитовых гнейсов района р. Вороньей выделены два геохимических типа, различающихся по концентрациям элементов примесей и изотопным характеристикам. Наиболее распространенные гнейсы типа А имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ ($(\text{La/Yb})_n = 20-49$, $\text{Yb}_n = 2-4$) с отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}^* = 0.67-0.87$), повышенные значения $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = 1.2-4.7$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.73-2.92$ млрд. лет. Гнейсы типа Б содержат более высокие концентрации Fe, Mn, Ti, РЗЭ, ВЗЭ (Zr, Hf, Nb, Ta, Y), элементов группы железа (V, Cr, Co, Cu, Zn). Для них характерно слабо фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La/Yb})_n = 8-16$, $\text{Yb}_n = 9-22$, $\text{Eu}^* = 0.37-0.75$), $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = 0.5-1.1$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.99-3.06$ млрд. лет.

Эндербиты тоналит-гранодиоритового и кварцдиоритового составов с возрастными 2.66-2.68 млн. лет образуют массив размером около 40 км^2 в районе оз. Большое Энгозеро [2], а также ряд небольших по площади массивов в районе оз. Чудъявр [6] и к югу и юго-западу от г. Мурманска. Внедрение эндербитов происходило между двумя этапами метаморфизма – более раннего гранулитовой фации с возрастом 2724 ± 49 млн. лет, и позднего амфиболитовой фации, датированного в 2568 ± 10 млн. лет [2]. Эндербиты характеризуются резко неравномерным распределением редких элементов и варьирующей величиной изотопных характеристик ($\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ от 4.22 до 0.57 и $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ от 2.66 до 2.92 млрд. лет). Для образца с наиболее “мантийными” изотопными характеристиками отмечается минимальное содержание всех редких элементов по сравнению с другими образцами, обогащенными как Rb, Ba, U, так и редкоземельными и высокочargedными элементами, что может быть интерпретировано, вероятно, участием в формировании этих пород как различающихся по составу мантийных источников, так и контаминацией исходных расплавов веществом коры.

Палеопротерозойскими гранитоидами диорит-гранодиорит-лейкотрондьемитового составов образованы массивы гранитоидов каскельяврского комплекса, занимающие площадь около 400 км^2 и расположенные среди вулканогенно-осадочных пород блока Инари на границе с Южной зоной Печенгской структуры [14]. Массивы сложены гранитоидами двух интрузивных фаз. К 1-й фазе с возрастом 1950 ± 10 млн. лет относятся преобладающие амфибол-биотитовые и амфиболовые кварцевые

диориты, диориты и тоналиты. Гранитоиды 2-ой фазы ($T=1939\pm 7$ млн. лет [4]) представлены биотитовыми гранодиоритами и трондьемитами, которые образуют массивы и жильные тела в кварцевых диоритах и породах рамы. Особенности распределения главных и рассеянных элементов делают схожими гранитоиды 1-й фазы с адакитами, образование которых происходило в субдукционных обстановках при формировании островных дуг и активных континентальных окраин. Модельный возраст ($T_{Nd}(DM)$) большинства пород 1-й фазы составляет 2,1-2,3 млрд. лет и определяет короткое время нахождения протолита в коре. Гранитоидам 2-й фазы свойственны более высокие значения $T_{Nd}(DM)$ в пределах 2,4 – 2,7 млрд. лет. Величина $\epsilon Nd(T)$ изменяется от положительных значений для кварцевых диоритов (0,9 – 4,0) до отрицательных (-0,7 – -1,5) для пород второй фазы, что позволяет предполагать изменение состава исходного расплава в результате ассимиляции вещества архейской коры или смешения основного расплава с кислым, образованным при плавлении коры. Этими же причинами было обусловлено образование “длинных” гранитоидных серий, по составу варьирующих от диоритов до гранодиоритов и лейкогранодиоритов, образование которых определялось главным образом процессом кристаллизационной дифференциации с фракционированием амфибола и акцессорных минералов.

Этапы формирования ювенильной коры в мезо- и неоархее сопровождались процессами рециклинга древней континентальной коры. Образование разных геохимических типов пород среди наиболее широко распространенных тоналитовых гнейсов с возрастом 2.75-2.77 млрд. лет могло быть вызвано различием их протолитов при образовании исходных расплавов. “Коровые” изотопные характеристики палеопротерозойских гранитоидов были обусловлены наличием в них корового компонента, количество которого в исходных расплавах достигало 60-80% [14].

Данная работа является вкладом в проекты РФФИ-10-05-00082-а, 11-05-12012-офи_м-2011, 10-05-00058-а, 11-05-00570-а, МОУН РФ (ГК 16.515.11.5013).

Литература

1. Морозова Л.Н., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. // Доклады АН. 2012. Т. 442. № 2. С. 215-218.
2. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Неоархейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро-Полнек-тундра Центрально-Кольского блока: этапы и термодинамические режимы развития (Кольский полуостров). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 78 с.
3. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1994. 95 с.
4. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. // Доклады АН. 2000. Т. 170. № 2. С. 227-230.
5. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. // Геотектоника. 2006. №6. С. 3-32.
6. Balashov Y. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola Karelian region and Finland. Apatity. 1992. P. 13-34.
7. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. // Precambrian Res. 2001. V. 105. P. 289-314.
8. Мыслова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. // Доклады АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82-8610.
9. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицин А.А. // Петрология. 2003. Т. 11. №2. С. 196-224.
10. Бибикина Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 179с.
11. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Родионов Н.В. и др. // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 4. С. 533-537.
12. Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen Ø. et al. // Nor. Geol. Unders. Special. Publ. 1995. V. 7. P. 29-47.
13. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. С-Пб.: Наука. 2006. 329с.
14. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Родионов Н.В. // Доклады АН. 2008. Т. 418. № 6. С. 806-810.

ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА В КОЛЧЕДАННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ НА УРАЛЕ

И.В. Викентьев

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

Введение. Генетическая связь колчеданных месторождений Урала с кислым вулканизмом остается дискуссионной. Большинство признают определенную роль в рудообразовании малоглубинных очагов кислых магм. Наряду с преобладающей точкой зрения о происхождении гидротермального флюида из морской воды (преобразованной при взаимодействии с вмещающими вулканическими породами), есть данные, прежде всего изотопные (Sr, H, O, C) о ее смешанной [1, 2] или преобладающей глубинной [3, 4] природе; доминирующую роль мантийной компоненты (DMM-A и EM I) обнаруживает и свинец галенита колчеданных руд Урала [5]. В большинстве своем колчеданные месторождения входят в состав зеленокаменных поясов, возникших при метаморфизме рифтогенных и заостроводужных трогов, выполненных производными базальтоидных магм – базальтами, андезибазальтами и пирокластическими породами кислого и среднего состава, переслаивающимися с подчиненными терригенными и известковыми осадками, иногда с телами серпентинитов. В лежащем боку рудной залежи, обычно представленном кислыми лавами или туфами, присутствует ореол гидротермально-метасоматических изменений (преобладают серицитизация и окварцевание). Со стороны висячего бока, где бывают развиты андезибазальты, кремнистые алевролиты, реже известняки, этот ореол обычно невелик. К флангам серицит-кварцевые породы (на крупных месторождениях нередко напоминающие вторичные кварциты) переходят в серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты. Колчеданосные районы Урала расположены в пределах узкой Тагильской (O_3-S_{1l}) и Магнитогорской ($D_{1e}-D_{2gv}$), которые представляют собой фрагменты энсиматических силурийской и девонской вулканических дуг, развивавшихся на активной окраине Уральского палеоокеана.

В **Тагильской мегазоне** комплекс эффузивных, субвулканических и гипабиссальных пород, который подразделяется на нижнюю «диабазовую» и «рудоносную» (контрастную, местами непрерывную) свиты, датируемые в интервале O_3-S_{1l1-2} . На западе Тагильской мегазоны реконструируется фронтальная часть вулканического фронта древней дуги (O_3-D_1), на востоке – тыловая ее часть. С запада на восток состав источника изменялся от деплетированного к обогащенному, и возрастала глубина магматического очага. Известково-щелочные (с толеитовыми чертами) серии O_3-S_{1-2} включают средне-мелкомасштабные Zn-Cu (+Au, Ag) колчеданные Левихинского, Кабанского, Красноуральского, Валенторского и Шемурского рудных районов. Существенно мантийная природа рудного вещества установлена в результате изотопных анализов свинца галенита колчеданных руд [5].

Рудоносные островодужные формации **Магнитогорской мегазоны** образовывались в течение трех вулканических циклов: $D_{1e}-D_{2e}$; $D_{2e}-gv$ и $D_{3f}-fm$. На примере *эйфельско-живетской* островодужной системы (карамалыташская $D_{2e}-gv_1$ и улутауская D_{2gv} свиты) рассмотрена последовательность событий: а) образование базальтов низов карамалыташской свиты в результате задугового спрединга; б) формирование субмаринных риолит-базальтовых колчеданосных вулканических поднятий; в) смещение вулканизма на восток и формирование живетской андезито-базальтовой островной дуги. Образование *позднедевонских* (франских и фаменских) островодужных комплексов, представленных калий-натриевой базальт-андезибазальтовой (D_{3f}) и трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовой (D_{3fm}) формациями, отвечало зрелой островодужной обстановке. В

целом, разрез характеризуется сменой натриевых вулканитов щелочными с увеличением доли осадков. Строение полей определяется сочетанием вытянутых щитовых базальтовых вулканов и изометричных риодацитовых куполов, в том числе с кальдерами. Колчеданные руды приурочены к трем уровням верхней подсвиты карамалыташской свиты, соответствующим верхам вулканических ритмов и подчеркнутых горизонтами вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Исследованиями расплавных включений и флюидных включений магматической воды во вкрапленниках кварца кислых вулканитов (в основном риодацитов) флангов месторождений Узельгинского рудного поля высокоточным локальным методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) установлена высокая насыщенность металлами первичного магматического флюида и магматического расплава [6]. Магматический флюид содержит повышенные концентрации (г/т): В 40–2000, Cu 300–3700, Zn 80–3400, Pb 14–1000, Ba 20–2200, Sn 4–1600, Au 4–8 and Ag 4–11. Стекло расплавных включений также оказалось насыщенным металлами (г/т): Cu 1100, Zn 1400, Ag 40, Au 1.3. Таким образом, впервые получены прямые данные о потенциальной рудоносности вулканических комплексов юных островных дуг, в которыми пространственно ассоциируют колчеданные месторождения Урала.

Образование медно-цинково-колчеданных руд Тагильской и Магнитогорской мегазон было связано с заключительными фазами становления примитивных вулканических дуг, в последующем последовательно уступившими свое место накоплению известково-щелочных (соответственно, S_{1-2} и D_{3f}) и затем субщелочных (S_{2p-D_1} и D_{3fm}) эффузивов зрелых вулканических дуг. Это определяет закономерную позицию рудных залежей в разрезах.

На Урале преимущественным развитием пользуются Cu-Zn месторождения *уральского* типа, в рудах которых $Cu \geq Zn$: Гайское, Юбилейное, Подольское (Ю.Урал), Сафьяновское (Ср.Урал); реже $Zn > Cu$: Учалинское, Узельгинское, Молодежное (Ю.Урал). Мелкими являются приближающиеся к типу *куроко* колчеданно-полиметаллические месторождения (Cu-Zn-Pb-Au-баритовые): Барсучий Лог, Джусинское, Александринское и золото-полиметаллические Баймакского района (Ю.Урал), а также Cu-Co месторождения (*кипрский* тип): Пышминско-Ключевское (Ср.Урал), Ивановское (Ю.Урал).

В колчеданных полях Урала практически все месторождения испытали **региональный метаморфизм** пренит-пумпеллиитовой, реже зеленосланцевой, изредка эпидот-амфиболитовой фации [2]. Слабо метаморфизованные (цеолитовая фация) залежи сохранились в аллохтонах – вне главной зеленокаменной полосы Урала. Возраст метаморфизма отвечает основным фазам герцинского орогенеза с пиками около 400, 300, 270 млн. лет назад. Большинство крупных месторождений являются сильно нарушенными и характеризуются крутыми и субвертикальными псевдомоноклинальными структурами. Часть их лежит в пределах зон смятия (Дегтярское, Сан-Донато на Среднем Урале), другие – тоже крутопадающие – вне их, будучи локализованными в крайне слабо метаморфизованных вулканогенных толщах (Гай, Учалы, Сибай).

На сильно метаморфизованных месторождениях (Таблица), в отличие от слабо преобразованных, помимо резкого изменения морфологии рудных тел (крутые плито- и линзообразные тела сплошных сульфидных руд, варьирующей мощности с раздувами и пережимами), происходит изменение текстурно-структурных характеристик, и резко возрастает роль богатых, “сплошных” руд. Происходит новообразование пирротина, магнетита, борнита; появляются редкие минералы Au, Ag, As, Sb, Sn, Ge, Bi, Te, Se и целзиан, укрупняется самородное золото [2]. Изменяется химический состав минералов: в пирите – рост Co; в блеклой руде повышение As, Cu, Zn и уменьшение Sb, Fe, Ag; растет пробыность самородного золота.

Таблица

Условия метаморфического преобразования колчеданных месторождений Урала

Степень преобразования	Температуры пика метаморфизма, °С	Примеры месторождений
Слабо преобразованные	150-250 (300)	Галкинское, Сафьяновское, Комсомольское, Учалинское, Узельгинское, Талганское, Александринское
Умеренно метаморфизованные	250-450 (500)	Гайское, Дегтярское, Узельгинское (рт4), Сан-Донато, Кабанское, Барсучий Лог, Джусинское
Сильно метаморфизованные	350-600	Карабашское, Маукское
Регенерированные	350-700	Тарньер, Таш-Яр, им. 50 лет Октября

В связи со становлением гранитоидов местами проявились процессы **контактового метаморфизма**. На месторождениях Красноуральского и Кабанского рудных полей (Ср.Урал), Тарньер (Сев.Урал), Таш-Яр, им. 50 лет Октября (Ю.Урал) они были весьма существенными; местами, особенно вблизи крупных гранитоидных плутонов, метаморфизм достигал амфиболитовой фации. В целом с удалением от интрузий наблюдается смена высокотемпературных ассоциаций (эпидот-роговая обманка-актинолит-гранат) низкотемпературными (хлорит-кварц-кальцит). В части рудных полей отмечается присутствие глиноземистой ассоциации (пиррофиллит, зунит, топаз и др.). В ореолах гранитоидных интрузий, скоплений даек, рассекающих колчеданные залежи, развиты регенерированные (переотложенные) руды.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа фундаментальных исследований № 27, проект 1.1.2), РФФИ (проект 10-05-00747, 12-05-00785).

Литература

1. Baranov E.N., Scheinberg A.D., Karpukhina V.S. // Proc. VII IAGOD Symp., Stuttgart, 1988. P. 449-460.
2. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.
3. Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 24 с.
4. Амплиева Е.Е., Викентьев И.В., Карпукхина В.С., Бортников Н.С. // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423. № 4. С. 516-519.
5. Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П. // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 4. С. 530-535.
6. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпукхина В.С., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д. // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 3. С. 347-351.

УНИКАЛЬНЫЙ МУРУНСКИЙ УЛЬТРАКАЛИЕВЫЙ ЧАРОИТ-КАРБОНАТИТОВЫЙ С ЛАМПРОИТАМИ КОМПЛЕКС – ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС

Н.В.Владыкин

(Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Vlad@igc.irk.ru)

Мурунский массив является классическим представителем уникальных комплексов апаитовых К-щелочных пород. Площадь массива 150 км², возраст 145 млн лет. Для этих комплексов характерна лампроитовая специфика кристаллизации первичной магмы. Из-за высокой калиевой щелочности при кристаллизации магмы интенсивно проявляются процессы дифференциации и расслоения магматического расплава. Эти процессы характерны для всех этапов становления интрузии, от ранней ультраосновной-щелочной фазы, затем для главной лейцит-сиенитовой фазы и кончая поздней остаточной силикатно-

карбонатной фазой внедрения магмы (Владыкин 2000, 2005, 2008). Мурунский массив делится на Западный Большемурунский и Восточный Маломурунский выход. Далее речь пойдет о последнем. В зависимости от тектонической активности территории наблюдается два типа дифференциации, при становлении К-интрузий. При отсутствии тектонических движений проявлен первый тип- камерная кристаллизация, представителем которой является Билибинский массив (площадью 150 км² и возрастом 140 млн.лет) на Центральном Алдане. И при интенсивной активности территории второй тип - многофазное внедрение и кристаллизация дифференцированной магмы, как на Мурунском массиве. Для обоих типов характерен полный ряд дифференциатов от ранних К-ультраосновных-щелочных пород, через основные и средние породы до щелочных гранитов (рис.1). Отдельно можно рассматривать дифференциацию и расслоение остаточной от кристаллизации всех этапов К-щелочной магмы силикатно-карбонатную расплав-флюидную жидкость, которая дает начало чароитовым породам и карбонатам. После кристаллизации магматического этапа наступает интенсивный гидротермальный этап, проявленный окварцеванием и сульфидизацией всех ранних пород. С ним связано образование месторождений и проявлений U, Th, Au, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn, Ti и Nd. Приконтактовая реакция силикатно-карбонатной расплав-флюидной жидкости с вмещающими доломитами кровли приводит к образованию метасоматических кальцит-рихтерит-тетраферрифлогопитовых пород с месторождением К-рихтерит-асбеста. Для всего комплекса пород характерны процессы силикатного и силикатно-карбонатного расслоения.

Детальная схема магматизма пород Мурунского комплекса (Маломурунского массива) следующая. Ранняя фаза массива проявлена в СВ части массива (Мартовская аномалия). Самые ранние породы - это оливин-шпинелиевые и оливин-монтчеллит-флогопит-пироксеновые породы с мелилитом, которые в виде ксенолитов встречаются в Bt-пироксенитах. По данным термобарогеохимии (Панина, Моторина 1989) температуры их кристаллизации следующие (в град. С): оливин-1500, монтчеллит-1400, пироксен- 1300, мелилит и апатит- 900. Главные представители ранней фазы- это К-ультраосновные-щелочные породы расслоенной серии: Bt- пироксениты (Bt+Py+Ap), лейцитовые шонкиниты (Bt+Py+Lц), калишпатовые шонкиниты (Bt+Py+KFsp), оливиновые лампроиты (Ol+Bt+Py+Lц+KFsp), К-ийолиты (Ks+Bt+Py+Gr). Мощность слоев пород 1-5 м, контакт пород серии с вмещающими породами тектонический.

Главная фаза массива представлена расслоенной серией различных сиенитов: это лейцитовые сиениты- сынныриты (Bt+Py+Lц), кальсилитовые сиениты (KFsp+Ks), калишпатовые сиениты (Bt+Py+KFsp), лейкосиениты (KFsp) и в небольшом количестве кварцевые сиениты (KFsp+ Qu). Они образуют переслаивающиеся тела, мощностью 1-3 м.

Переслаиваются не только сиениты разного минерального состава, но и с разной текстурой и меланократовости, то есть слои мелкозернистые и крупнозернистые, лейкократовые и меланократовые. Последними в этой серии кристаллизовались дайки и штоки щелочных гранитов. Породы главной фазы занимают более 50% площади массива и располагаются в центральной части Маломурунского массива.

Следующая фаза массива вулканическая. Она представлена лавами и покровами, туфо-лавами, лаво-брекчиями так же расслоенного комплекса лейцитовых фонолитов, лейцититов и лейцитовых лампроитов. С этой фазой внедрения связаны различные дайковые породы: лейцитовые тингуаниты, Kfsp-K-Rix-Bt-Py лампроиты, эгирин- KFsp-кальсилитовые сиениты с таусонитом, эгирин- KFsp -кальсилитовые сиениты с К-батиситом, KFsp-эгирин-лампрофиллитовые сиениты и кальсилит-эгирин- эвдиалитовые луавриты. Вулканические породы располагаются в центре и в Северной части массива, а дайки по всему массиву.

И последняя фаза массива представлена расслоенным комплексом силикатно-карбонатных пород чароит-карбонатитовой серии. Они представлены микрокалишпатитами, калишпат-пироксеновыми и кварц-кальцит-калишпат-пироксеновыми породами, чароитовыми породами различного минерального состава и карбонатитами. Среди карбонатитов выделяются 3 разновидности – бенстонитовые, кальцитовые и кварц-кальцитовые с графическими структурами. Породы этой серии занимают площадь в 10 км² в ЮВ приконтактной части массива. Этот остаточный расплав-флюид, обогащенный щелочами был реакционный и реагирует с ксенолитами лампроитовых даек, а провес доломитовой кровли над этими породами превращен в кальцит-К-рихтерит-тетраферри-флогопитовые породы. Все породы массива секутся гидротермальными кварцевыми жилами с различной рудной минерализацией и наблюдаются зоны окварцевания и сульфидизации пород.

На петрохимических диаграммах (рис. 1) наблюдается единый тренд составов пород от ультраосновных до гранитных, что подтверждает гомодромность пород комплекса. На спайдердиаграммах (рис 2) наблюдается общая тенденция поведения редких элементов в карбонатитах, что так же свидетельствует об их генетическом родстве. Проведенные термобарогеохимические исследования (Панина и др. 1987, 1989), показывают, что кристаллизация первичной магмы начинается с оливина при t - 1500 град. С, лампроиты кристаллизуются при t - 1200-1050 град. С, В расплавах включений в монтчеллите наблюдается силикатно-карбонатная несмесимость, причем силикатная составляющая отвечает составу лампроитов, а карбонатная – карбонатитам.

В некоторых сиенитах и чароитовых породах так же наблюдаются округлые выделения карбонатитов. Кроме того в сиенитовых и силикатно-карбонатных породах массива встречаются все минералы, характерные для лампроитов- К-рихтерит, К-батисит, вадеит, делит, прайдерит. В них как и в лампроитах не кристаллизуются плагиоклаз и нефелин и геохимическая специфика так же аналогичная. Исходя из этих данных мы считаем, что состав первичной магмы Маломурунского массива был близок к лампроитовому и породы массива – производные раскристаллизованной высокодифференцированной расслоенной лампроитовой магмы. В мире больше нет примера такого объема лампроитовой магмы. Этим же объясняется и уникальность минерала чароита, который даже в микроколичествах не встречен ни где в мире. Термобарогеохимические исследования чароитовых пород и карбонатитов (Прокофьев и др. 1989, Владыкин, Симонов 1994) показывают, что их кристаллизация начинается из расплава при t -750 град.С. Экспериментальные данные ступенчатого распада бенстонита (до 12 фаз) (Воробьев 1988) подтверждают начальную t -750 град. С. Метасоматическим генезисом чароита невозможно объяснить структуры течения в этих породах и образования сливных зон закалки. Кроме того кварциты самая инертная для метасоматоза среда и нужно привнести все компоненты и на контакте чароитовых пород с кварцитами наблюдается всего 10 см зон контактового взаимодействия.

По данным геохимии изотопов Nd и Sr (Владыкин 2004) источником первичной магмы Маломурунского массива была обогащенная мантия ЕМ-1, возраст которой, определенный по изотопам Pb равен 3,2 млрд лет.

РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА АЛДАНСКОГО ЩИТА И ЭТАПЫ ЕЕ СТАНОВЛЕНИЯ

Г.М. Вовна

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток; gala1367@mail.ru)

Известно, что ранняя сиалическая кора древних щитов представлена в гранулит-гнейсовых областях метабазит-эндербитовой, а в гранит-зеленокаменных амфиболит-плагиогнейсовой ассоциации (серые гнейсы) горных пород.

Самые древние гранулиты раннего архея Алданского щита известны в его Центральном-Алданской гранулит-гнейсовой области (Нимнырский блок). Возраст гранулитов Нимнырского блока установлен U-Pb методом SHRIMP и составляет 3335 ± 2 млн. лет [1]. Гранулитовый комплекс Нимнырского блока представлен метабазит-эндербитовой ассоциацией. Большую часть объема пород ассоциации составляют эндербиты (гиперстеновые плагиогнейсы), толща которых имеет грубослоистый облик (нимнырская толща (свита) по разным авторам) и содержит в подчиненном количестве прослои и линзы двупироксеновых, двупироксен-амфиболовых сланцев, гранат-биотитовых и гранат-биотит-гиперстеновых плагиогнейсов. Породы метабазит-эндербитовой ассоциации в значительной мере подвержены процессам гранитизации с образованием чарнокитов. На классификационной диаграмме для вулканитов $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ составы не гранитизированных гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации располагаются в полях пород нормальной щелочности, начиная от базальтов до дацитов. На классификационной диаграмме $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$ эндербиты и двупироксеновые сланцы соответствуют полям вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов известково-щелочной серии установлены базальты, андезибазальты, андезиты и дациты. Исходные вулканиты коматиит-толеитовой серии представлены толеитовыми и коматиитовыми базальтами. На мультиэлементной диаграмме (рис.1) раннеархейские эндербиты метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока обладают сходной топологией графика с серыми гнейсами фундамента архейских щитов [2], для которых характерны минимумы Ta, Nb, P, Ti.

Сиалическая кора нынешнего Алданского щита наращивалась вокруг Нимнырского микропротоконтинента вследствие проявления магматической деятельности более поздних мантийных плюмов, о чем свидетельствуют геохимические особенности гранулитов и данные изотопного датирования.

Западнее Нимнырского блока ранняя сиалическая кора представлена серыми гнейсами конца раннего архея Олекминской гранит-зеленокаменной области (3212 млн.лет) [1]. К югу от Нимнырского блока позднеархейская метабазит-эндербитовая ассоциация (3067 млн.лет) изучена в Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области (Курультинский, Зверевский, Сутамский блоки) [3,4] с возрастом 3,06 – 3,1 млрд.лет [3,4], а на востоке позднеархейские гранулиты с возрастом около 3 млрд. лет распространены в пределах Тимптонского и Мелемкенского блоков [5].

Автор полагает, что геохимические особенности протолитов этой ассоциации могут быть удовлетворительно объяснены на основе концепции магматизма мантийных плюмов, ведущая роль которых в архейских тектоно-магматических процессах развития Земли, подчеркивались ранее многими исследователями [3,6 и др.]. Это доказывается положением исходных толеитовых базальтов гранулитовой метабазит-эндербитовой ассоциаций Нимнырского, Сутамского, Курультинского блоков и амфиболит-плагиогнейсовой ассоциации Олекминской гранит-зеленокаменной области на диаграмме Nb/Y-Zr/Y [7], которые располагаются в поле базальтов плюмовых источников (рис.2).

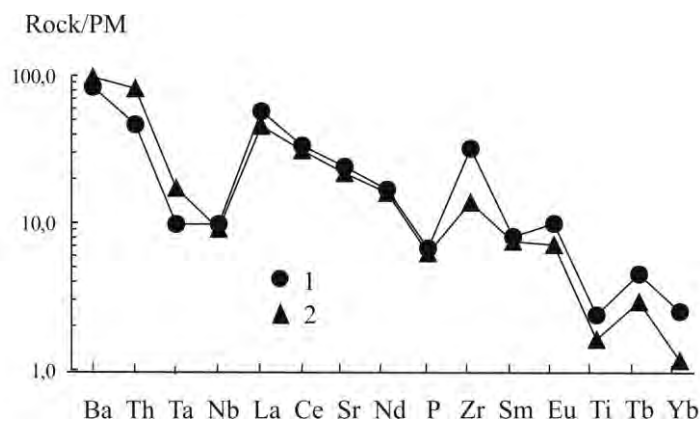


Рис. 1. Мультиэлементная диаграмма для раннеархейских эндербитов метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока. 1 – эндербиты Нимнырского блока; 2 – состав архейских серых гнейсов фундамента платформы [2]. Нормировано по составу примитивной мантии (PM).

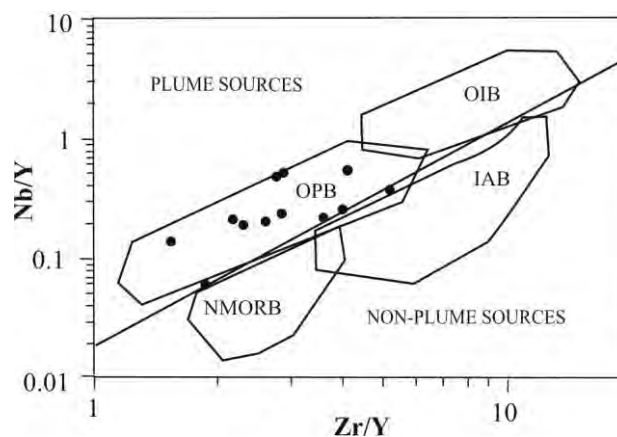


Рис.2. Диаграмма Nd/Y – Zr/Y [7] для толеитовых метабазальтов метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока. Поля пород: OPB – базальты океанических плато; OIB – плюмовые базальты океанических островов; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAB – островодужные базальты.

Литература

1. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. et al. // Precamb. Res. 1992. V.54. P. 195-210.
2. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. Archean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam. Elsevier. 1994. P.205-259.
3. Вовна Г.М. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 108с.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 570с.
5. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т.4. № 3, с. 3-10.
6. Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С. // Геотектоника. 2000. №2. С.3-25.
7. Condie K.C. // Lithos. 2008. V.100. P.14-48.

**ПРЕПОДАВАНИЕ ПЕТРОГРАФИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД
СТУДЕНТАМ НЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ ВУЗОВ***А.А. Возная*(Кузбасский государственный технический университет, Кемерово; vozniaya@yandex.ru)

За последнее десятилетие в петрологии и петрографии произошли существенные изменения, которые связаны с принятием Петрографического кодекса России [1], где изложены принципы новой систематики и классификации кристаллических, в частности магматических горных пород. В связи с этим, назрела необходимость пересмотра понятийной базы и методик преподавания.

Создание классификаций магматических пород представляет собой сложную задачу, так как эти породы обладают разнообразным составом и большим количеством признаков. Наиболее удачной была признана классификация А.Н. Заварицкого, использующая для классифицирования количественно-минералогические признаки, а не химический состав пород [2]. Особенно наглядно эта классификация была совмещена с минеральным составом на диаграмме, приводимой в учебнике А.М. Даминовой [3]. Но в опубликованном Петрографическом кодексе России идеи А.Н. Заварицкого не нашли отражение.

Согласно принципам современной систематики и классификации, тип магматических пород делится на ряд таксонов – классы, отряды, подотряды, семейства, виды, а также разновидности. Таксоны высоких рангов (тип, классы) выделяются по генетическим критериям, дальнейшее подразделение магматических пород основывается на признаках их вещественного состава и структуры. Для последовательного выделения таксонов среднего ранга (отрядов, подотрядов, семейств) приняты петрохимические признаки, как наиболее универсальные, применимые как для полнокристаллических, так и для стекловатых пород. Но это требует использования данных химических анализов. При выделении низших таксонов (видов, разновидностей) используются преимущественно количественно-минералогические признаки, а также структурно-текстурные, выявленные при микроскопическом исследовании.

Изложение этой систематики в преподавании петрографии магматических пород сталкивается с определёнными трудностями. Традиционно программа преподавания петрографии для студентов горных специальностей ВУЗов включает только элементы макроскопической диагностики минералов и горных пород, без привлечения оптических, химических, рентгеновских и других методов. Этого минимально достаточно для определения класса диагностируемой студентом породы. Фациальные условия образования магматической породы с высокой долей вероятности можно определить по структурно-текстурным особенностям, заметным макроскопически. Однако, при отнесении породы к определённому отряду, подотряду, семейству необходимы данные химических анализов и вынесение точек составов пород на петрохимические диаграммы, что не может быть доступно студентам горного профиля.

Определение таксонов средних рангов для плутонических пород, сложенных достаточно крупными минеральными зёрнами, предлагается производить с использованием количественно-минералогических признаков, которые могут быть выявлены макроскопически. Это не противоречит кодексу, где указано, что химизм породы отражен в определённых соотношениях главных породообразующих минералов.

Первый шаг заключается в определении процентного содержания в породе тёмноокрашенных минералов. Затем, необходимо обратиться к одной из пяти соответствующих диаграмм, которые отражают количественные соотношения минералов в породах со ста, пятьюдесятью, тридцатью, двадцатью и десятью процентами содержания в составе тёмноокрашенных минералов. Пример такой диаграммы приведён на (рис.).

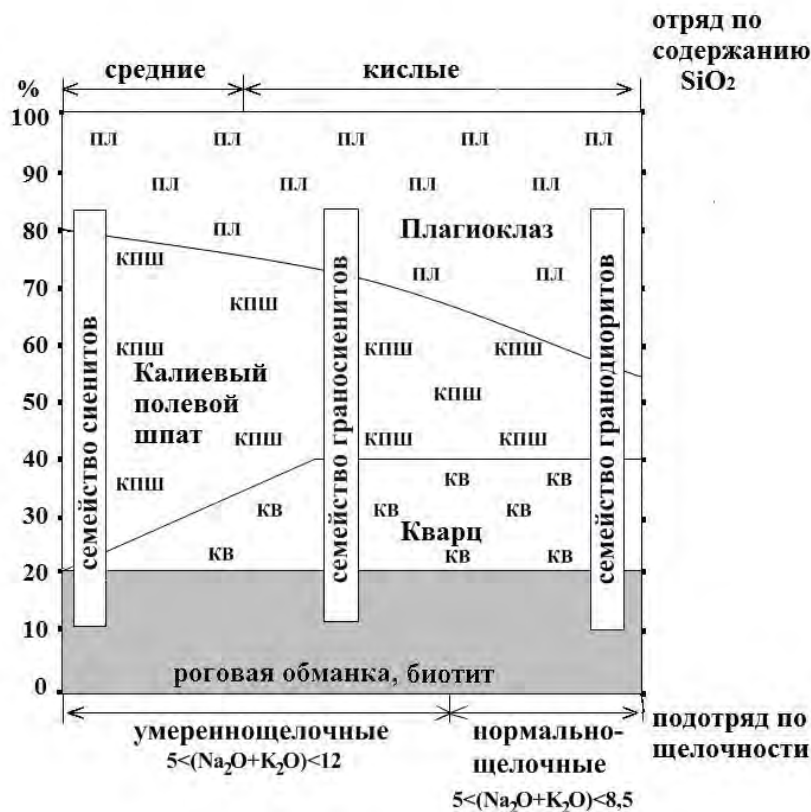


Рис. Диаграмма количественно-минералогического состава пород с 20%-ным содержанием тёмноокрашенных минералов. Поле тёмноокрашенных минералов закрашено серым цветом.

Прямоугольные окна соответствуют процентному соотношению минералов в семействах

Диаграмма служит подсказкой в определении минерального состава исследуемой породы, ограничивая перечень возможных минералов. Поля диаграммы отражают процентное содержание в породах конкретных минералов. Минералы, входящие в породу диагностируются с привлечением навыков, полученных в курсе «Минералогия». Знание количественно-минералогического состава, позволяет определить семейство, к которому принадлежит порода. Далее, по диаграмме, следует отнесение породы к таксономическим единицам более высокого ранга – отряду и подотряду. Определение вида и разновидности плутонической породы проблематично, для этого необходимы микроскопические исследования и петрохимические данные.

Ещё более трудной задачей является выяснение классификационной принадлежности вулканической породы. Быстрое охлаждение и застывание при излиянии расплава на поверхность Земли, не располагает к образованию крупных минеральных зёрен. Определение минерального состава вулкаников без микроскопа невозможно, а модальный минеральный состав может быть рассчитан только по данным химических анализов.

Предлагается для приближённой оценки места вулканической породы в иерархии таксонов использовать два критерия – цвет породы и минеральный состав вкрапленников.

Окраска породы зависит от химизма, начального минерального состава и наложенных вторичных изменений. Цвет исследуемой породы позволяет определить отряд по содержанию SiO_2 , наличие порфировых вкрапленников определённого состава укажет на семейство и подотряд по общей щёлочности. Если в породе нет вкрапленных зёрен минералов, то определение ограничится только отрядом по содержанию $\text{SiO}_2\%$ (таблица).

Таким образом, методы преподавания студентам горных специальностей петрографии магматических пород, приведены в соответствие с Петрографическим кодексом России. Новая систематика и классификация, в большей степени, имеет химическую основу, поэтому предлагается использовать те признаки, которые действительно доступны при макроскопическом исследовании – окраска, структурно-текстурные особенности и минеральный состав. Возможно, упрощённость схем определения таксономических подразделений классификации магматических пород без использования данных химических анализов и исследования под микроскопом не приведёт студента к абсолютно истинным выводам, но за то небольшое время, которое может быть уделено изучению магматических пород, данные методики обеспечат адекватный охват информации.

Таблица

Определение таксономических подразделений вулканических пород

Цвет породы	Отряд	Подотряд	Семейство	Порфировые вкрапленники
Тёмно-серый до чёрного, тёмно-серый с зеленоватым оттенком, шоколадно-бурый, фиолетовый	Основные	Нормальнощелочные	Базальты	Оливин, авгит, основной плагиоклаз
		Умереннощелочные	Трахибазальты	Авгит
Серый, серый с зеленоватым, красноватым или фиолетовым оттенком	Средние	Нормальнощелочные	Андезиты	Основной или средний плагиоклаз, роговая обманка
		Умереннощелочные	Трахиандезиты	
Светло-серый, светло-желтовато-серый, охристо-жёлтый	Кислые	Нормальнощелочные	Трахиты	Калиевые полевые шпаты, роговая обманка
			Дациты	Средний плагиоклаз, роговая обманка, кварц
		Умереннощелочные	Риолиты	Кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат
			Трахидациты	Средний плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит
			Трахиириолиты	Калиевый полевой шпат, кварц, кислый плагиоклаз

Литература

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Главн. Ред. О.А. Богатилов, О.В. Петров. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008 – 200 с. 2. Заварицкий, А.Н. Изверженные горные породы. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 480 с. 3. Даминова, А.М. Петрография магматических горных пород. – М.: Недра, 1967. – 232 с.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ: ОПРЕДЕЛЕНИЕ, КЛАССИФИКАЦИЯ, НОМЕНКЛАТУРА, ПЕРЕСТРОЙКИ

Ю. Л. Войтеховский

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru)

Введение. Общенаучная категория структуры выражает собой устойчивый, инвариантный аспект организации целостного объекта. Структура – именно то, что делает его узнаваемым, отличным от объектов с другой структурой. Разнообразие структур автоматически порождает классификацию объектов. Рациональная номенклатура должна не просто именовать, но выражать суть структуры. Разработка категории петрографической структуры – важная составная часть проблемы классификации и номенклатуры магматических и метаморфических горных пород, а также проблемы преподавания петрографии и петрологии в университетах.

Недостатки современного определения петрографической структуры. Словари определяют петрографическую структуру как «строение горной породы, в широком смысле слова – совокупность её признаков, определяемых морфологическими особенностями отдельных составных частей и их пространственными взаимоотношениями. В более тесном значении этот термин охватывает признаки, обусловленные степенью кристалличности, размерами и формой кристаллов, способом сочетания их между собой и со стеклом и другими особенностями...» [1, с. 337] или, другими словами, как «определённые взаимосвязь и взаиморасположение составных частей, обеспечивающие целостность и тождественность объекта. В петрографии термин используется при определении облика, размера, формы, условий нахождения и присутствия породообразующих, минеральных, органических компонентов, выполненных жидкостью или газом пор, используемых для суждения о тождестве или различии горных пород, руд или других полезных ископаемых и условий их образования» [2, с. 390]. Очевидный недостаток приведенных определений – их описательный характер, строго не определяющий списка фиксирующих структуру параметров, не позволяющий теоретически перечислить полное многообразие структур (на сегодня их несколько сотен, точное число неизвестно), приводящий к широкой синонимии («гипидиоморфнозернистая структура в интрузивных породах основного состава называется офитовой или габбро-офитовой, в породах кислого состава – гранитовой, в щелочных породах – агапитовой» [3, с. 10]), допускающий метафоры типа «спинифекс-структура», смешивающий в номенклатуре морфологические и генетические подтексты (лепидогранобластовая структура) и др.

Выход видится в более строгом, по необходимости более формализованном определении категории петрографической структуры.

Морфологический и статистический подход к описанию петрографической структуры. Первое, на чём настаивает автор – необходимость определения петрографической структуры только через морфологические параметры, без включения в него генетических смыслов (например, степени идиоморфизма-ксеноморфизма в ксено-, гипидио- и панидиоморфных структурах, неявно указывающих на последовательность кристаллизации минералов). Использование прогенетических признаков на стадии определения фундаментальных понятий создаёт иллюзию полезности, но полностью закрывает перспективу развития структурной теории. Такой подход провозглашён и в работе [3, с. 10]: «Мы приводим только физиографические названия структур, указывающие на соотношения минералов между собой. Генетических названий структур, таких как кумулятивные и импликационные с характерной для них терминологией, здесь нет». При всех недостатках бытующего определения петрографической структуры, включаемые в неё

характеристики схватываются статистически, поскольку она должна выражать «целостность и тождественность объекта» (см. выше). Это обстоятельство следует сохранить при любом определении петрографической структуры.

Равновесия Харди-Вайнберга и границы классификации. В основу определения петрографической структуры предлагается положить статистику контактов минеральных зёрен различных видов. Пусть p_i – доли минеральных зёрен различных видов в горной породе, p_{ij} , p_{ijk} и p_{ijkl} – доли бинарных, тернарных и куотернарных межзерновых контактов различных видов в соответствующих статистиках. Зная p_i , можно рассчитать априорные вероятности различных контактов в «однородной» горной породе. Бинарные: $p_{ii} = p_i^2$, $p_{ij} = 2 p_i p_j$, тернарные: $p_{iii} = p_i^3$, $p_{iij} = 3 p_i^2 p_j$, $p_{ijk} = 6 p_i p_j p_k$, куотернарные: $p_{iiii} = p_i^4$, $p_{iiij} = 4 p_i^3 p_j$, $p_{iiij} = 6 p_i^2 p_j^2$, $p_{iijk} = 12 p_i^2 p_j p_k$, $p_{ijkl} = 24 p_i p_j p_k p_l$. Они находятся как члены разложения $(p_1 + p_2 + \dots + p_n)^d$, где $d = 2, 3, 4$ в зависимости от типа контактов. Вероятности бинарных контактов известны в популяционной генетике как параметры равновесия Харди-Вайнберга, отвечающего балансу конкурирующих аллелей. Расширение подхода на $d = 3$ и 4 предложено автором. В горных породах вероятности различных межзерновых контактов отличаются от априорных. Тем самым равновесия Харди-Вайнберга задают границы классификации. Более века назад А. Харкер сказал, что «горные породы различных типов часто связаны друг с другом непрерывными переходами (по составу и структуре – Ю.В.) и потому невозможна их классификация с резкими разделительными границами, которая истинно отражала бы факты природы» [4, с. 20, пер. авт.]. Рассуждать о непрерывности изменения структуры, не определив её строго как функцию измеримых параметров – бессмысленно. Фраза А. Харкера может быть понята лишь интуитивно и уже видно, что он не прав. Равновесия Харди-Вайнберга задают (неизбежно резкие) границы классификации несмотря на непрерывность изменения вероятностей p_i и порождаемых ими p_{ij} , p_{ijk} и p_{ijkl} .

Алгебраическое определение петрографической структуры. Вероятности бинарных межзерновых контактов представимы в виде симметрической матрицы аналогично коэффициентам квадратичной формы. Из этого следует идея – определить соответствующую (n -мерную, где n – число минералов в горной породе) квадратичную поверхность как структурную индикатрису, отнеся к одному структурному типу все горные породы с одной и той же индикатрисой. Подход переносится без изменений на случай $d = 3$ и 4 с той лишь разницей, что при $d = 2$ формальным выражением петрографической структуры является легко определяемая диагональная каноническая форма матрицы вероятностей p_{ij} .

Классификация, номенклатура и перестройки петрографических структур. Классификация петрографических структур сведена к классификации топологических типов поверхностей 2-го, 3-го и 4-го порядков (соответственно статистикам бинарных, тернарных и куотернарных межзерновых контактов) в n -мерном пространстве, где n – число минералов в горной породе. Номенклатура петрографической структуры подразумевает фиксацию топологического типа её индикатрисы. В случае $d = 2$ достаточно зафиксировать число положительных и отрицательных членов в канонической диагональной матрице. Достоинство предложенного подхода – лёгкость описания структурных преобразований горных пород при метаморфизме. Можно выделить два типа преобразований: количественные (в пределах структурного типа) и качественные (между структурными типами). Оба описываются средствами матричной алгебры, порождая группы преобразований подобия и умножения (1, -1) диагональных матриц.

Заключение. Применение статистического подхода вместе с методами матричной алгебры позволяет дать строгое (однозначно понимаемое) определение и далеко продвинуть формализованное описание петрографической структуры. Дальнейшая проблема – добавление в предложенное описание дополнительных параметров, не препятствующих

развитию теории. Вопрос о том, коррелируются ли петрографические структуры (в предложенном понимании) с генетическими особенностями горных пород, должен изучаться заново. Положительный ответ – не обязателен, как в случае структур кристаллических.

Литература

1. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 448 с.
2. Петров В. П., Богатилов О. А., Петров Р. П. (Ред.). Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 496 с.
3. Шарфман В. С., Кузнецов И. Е., Соболев Р. Н. Структуры магматических пород и их генезис. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 396 с.
4. Harker A. Petrology for students. An introduction to the study of rocks under the microscope. 4th ed. Cambridge: University Press, 1908. 336 p.

U-Pb и Lu-Hf изотопные системы в веществе цирконов из ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (КОНДАЛИТОВ) УМБИНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

О.В.Вокуева¹, Е.О.Пиндюрина¹, И.Н.Капитонов², Е.С.Богомолов³, К.И.Лохов¹

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, v_o@mail.ru; ²Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Igor_Kapitonov@vsegei.ru; ³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e.bogomolov@mail.ru)

В последние годы широкое развитие получили исследования цирконов осадочных пород для установления источников сноса для их образования. Как правило, такие исследования осуществляются при помощи относительно недорогой методики лазерной абляции (LA-ICPMS). Вместе с тем только в последние годы данная методика локального изотопного анализа стала обладать достаточным пространственным разрешением, тем не менее, уступая, в том числе и по точности, методике локального анализа при помощи вторично-ионного зонда (SIMS). Кроме того, одно лишь только датирование детритовых цирконов при помощи U-Pb системы не дает возможности оценить генезис пород из источников сноса осадочного материала. Поэтому данные исследования целесообразно развивать по следующей схеме: датирование зон роста детритовых цирконов при помощи U-Pb изотопной системы по методике SIMS, и последующий анализ Lu-Hf изотопной системы «в той же точке» по методике LA-MCICPMS.

Новые возможности такого подхода мы постарались оценить при изучении детритовых цирконов из глубокометаморфизованных осадочных пород, в данном случае кондалитов (гранат-кварц-полевошпатовые породы с силлиманитом или кордиеритом) из Умбинского блока. Для данных пород ранее было получено достаточно большое количество данных, полученных при U-Pb датировании детритовых ядер цирконов при помощи LA-ICPMS, начиная с [1], новейшие имеющиеся данные обобщены в [2]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в ядрах цирконов содержится вещество с возрастом от 2,15 до 2,7 и единичное ядро с возрастом 3,65 млрд. лет. Возраст гранулитового метаморфизма кондалитов оценен по метаморфическим каймам цирконов, и более надежно по монациту $1904 \pm 2,7$ млн.лет, и вероятно он наложен на уже мигматизированные породы [3]. Тот факт, что в детритусе содержатся цирконы с возрастом не моложе 2,15 млрд. лет, позволяет оценить нижнюю границу этапа осадконакопления около 2,1 млрд. лет.

Мы изучили две пробы из мигматизированной гранат-содержащей и безгранатовой полевошпат-кварц-гиперстеновой породы с силлиманитом. Из них были выделены цирконы следующих основных типов: 1) длиннопризматические недеформированные кристаллы с грубой зональностью в CL; 2) округлые кристаллы со структурой «темное незональное ядро

– темная грубозональная оболочка»; 3) удлиненные кристаллы со структурой «светлое тонкозональное ядро – темная оболочка».

U-Pb датирование при помощи SIMS показало следующие результаты:

1) Удлиненные кристаллы 1-го типа, а также темные оболочки кристаллов 2-го и 3-го типов определяют дискордию с параметрами 1881 ± 59 и 1504 ± 200 млн. лет. Оценка возраста по нижнему пересечению лишена геологического смысла, поскольку цирконы испытали как минимум двухстадийные потери свинца. Оценка возраста метаморфической кристаллизации цирконов в пределах ошибки совпадает с имеющимися данными. Цирконы 1-го типа характеризуются концентрацией $U=560-2000$ ppm при $Th/U=0,3-0,5$, а оболочки цирконов типа 2 и 3 - $200-2050$ ppm U, и $Th/U=0,07-0,5$. По-видимому, они были сформированы при гранулитовом метаморфизме 1904 млн. лет, а наиболее высокоурановые (и метамиктные) испытали потери радиогенного свинца при полистадийных поздних термальных событиях, вероятно, связанных с формированием Кандалакшского грабена в рифейское время.

2) Ядра цирконов конкордантны и демонстрируют спектр возрастов от 1900 до 2795 млн. лет. При этом наиболее часто встречаются датировки 1900-2030 млн. лет для ядер цирконов 2-го типа, а также возрастные кластеры около 2050 и 2750 млн. лет для ядер 3-го типа. При этом ядра цирконов 2-го типа характеризуются содержанием $U=400-1600$ ppm при $Th/U=0,02-1,8$, а 3-го типа- $U=50-900$ ppm, $Th/U=0,1-0,7$, одно ядро 2,0. Таким образом, геохимические параметры и морфологические особенности цирконов позволяют предполагать, что часть цирконов 2 типа, дающие возрастной кластер 1900-2030 млн. лет, кристаллизовались из кислого расплава, а часть имеет постмагматический (метасоматический) генезис. Ядра 3-го типа, формирующие кластеры около 2050 и большей частью – 2750 млн. лет, - соответствуют магматическим породам основного состава и/или метаморфическим породам.

Для определения генетической принадлежности цирконов в них (в тех же участках кристаллов, что и U-Pb), была изучена изотопная Lu-Hf система при помощи методики LA-MCICPMS. Начальный изотопный состав гафния был рассчитан с использованием значения возраста по $^{207}Pb/^{206}Pb$ для данного участка циркона. Основной задачей изучения Lu-Hf системы в цирконах, помимо определения генетической принадлежности различных кристаллов, являлось и определение генезиса высокоглиноземистых пород (кондалитов): является ли их высокая глиноземистость первичной, вследствие присутствия в осадках значимого количества глинистого материала, или же это результат вторичных метасоматических изменений. В первом случае в метаморфических цирконах следует ожидать значимое количество избыточного радиогенного гафния, поскольку глины характеризуются аномально высокой величиной Lu/Hf отношения [4,5], во втором случае изотопный состав гафния в метаморфических цирконах не должен значимо отличаться от такового в эндогенных коровых породах.

Полученные данные убедительно показывают, что не только метаморфогенные цирконы 3-го типа, но и ядра 2-го типа с возрастом 1900-2030 млн. лет содержат значимое количество избыточного радиогенного гафния, источником которого мог быть глинистый материал осадка, следовательно, ядра цирконов 2-го типа кристаллизовались уже в среде такого осадка, т.е. отвечают времени мигматизации пород, а не являются детритовыми (рис.). Что касается архейских и палеопротерозойских детритовых ядер цирконов, то они, очевидно, кристаллизовались в породах корового генезиса.

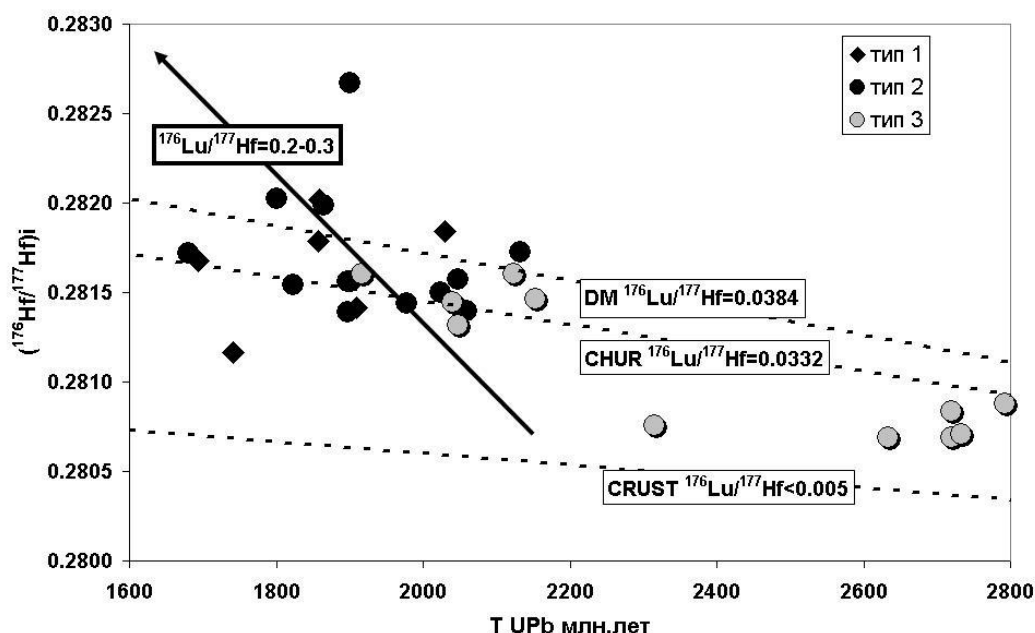


Рис. Начальный изотопный состав гафния в цирконах. Пунктиром приведены линии эволюции изотопного состава в деплетированной мантии DM, однородном хондритовом резервуаре CHUR, и континентальной коре CRUST. Жирной стрелкой показана линия эволюции изотопного состава гафния в источнике с аномально высоким Lu/Hf отношением.

В данном исследовании впервые были получены следующие данные:

1). Протолитом кондалитов Умбинского покрова являлись осадочные породы со значимым количеством глинистой компоненты, возможно, это осадки континентального склона; 2). Источником терригенной компоненты осадков вероятнее всего являлись метаморфизованные основные породы, аналогичные таковым в Беломорской структуре, т.е. снос осадков происходил с юго-востока; 3). На рубеже 2,05-2,15 млрд. лет породы комплекса испытали мигматизацию, а минимальный возраст осадконакопления значимо древнее, но не более 2,4 млрд. лет.

Авторы благодарны С.А.Бушмину за предоставленные образцы кондалитов и Т.В.Каулиной за ценные замечания к первому варианту этой работы.

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ 3.37.86.2011.

Литература

1. Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V., Timmermann M.J., Marker M., Bushmin S.A., Alexeyev N.L., Daly J.s. Age provenance of early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kila belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data. *Terra Nova*, 2001, 13, p.32-37.
2. Балаганский В.В., Каулина Т.В., Кислицин Р.В. // Материалы X Всероссийского петрографического совещания, Апатиты, 2005, т.3, с.38-41.
3. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Кузьмина Е.В. // Петрология, 2009, т.17, №4, с.355-377.
4. Van de Flierdt T., Goldstein S.L., Hemming S.R., Roy M., Frank M., Halliday A.N. // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, v.259, p. 432-441.
5. Vervoort .D., Patchett P.J., Blicher-Toft J., Albarede F. // *Earth and Planet Sci.lett.*, 1999, 168, p.79-99.

ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР СУБДУКЦИОННО-АККРЕЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Н.И. Волкова, А.В. Травин, Д.С. Юдин

(Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, nvolkova@igm.nsc.ru)

Введение. Глаукофансланцевый метаморфизм в большинстве случаев имеет место при субдукции холодной океанической плиты на конвергентных окраинах, однако эксгумация высокобарических комплексов отвечает времени прекращения субдукции и началу аккреционно-коллизийных событий. Широко распространенные в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) надсубдукционные магматические комплексы свидетельствуют о гигантских объемах субдуцированной океанической коры, небольшие фрагменты которой можно наблюдать в виде глаукофансланцевых поясов. Встречающиеся здесь глаукофановые сланцы формировались в интраокеанической преддуговой обстановке, где имели место тектоническая аккреция, субдукция, андерплэйтинг и обдукция мафических террейнов [1]. Возможными механизмами эксгумации мог быть возвратный поток в аккреционном клине [2] при коллизии симаунта с островной дугой, высвобождении больших количеств дегидратированной воды в субдуцированном серпентинитовом слэбе, способствующей эксгумации эклогитов и глаукофановых сланцев. Следующим этапом в схематическом сценарии формирования глаукофансланцевых комплексов была аккреция к островной дуге с образованием субдукционно-аккреционных комплексов, включающих фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, метаграувакки и пластины офиолитов. Таким образом, несмотря на то, что глаукофановые сланцы формируются в субдукционных зонах, сами глаукофансланцевые комплексы являются индикаторными для начальных стадий аккреционных процессов.

Чтобы пролить свет на важность кембро-ордовикских HP/LT метаморфических событий, связанных с коллизийно-аккреционной тектоникой, рассмотрим три примера различных проявлений глаукофановых сланцев, возраст которых был определен нами $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ изотопным методом. К ним относятся: (а) линзообразные тектонические чешуи глаукофановых сланцев Уймонской зоны, (б) толща глаукофановых сланцев в Куртушибинском офиолитовом поясе, и (в) блоки глаукофановых сланцев и эклогитов в серпентинитовом меланже Чарской зоны.

Глаукофановые сланцы Уймонской зоны, Горный Алтай. Уймонская зона, расположенная в центральной части Горного Алтая, представляет собой палеозойскую чешуйчатую структуру, нарушенную позднедевонскими–раннекарбонными сдвигами [3–4]. Она сложена пакетами пластин метавулканитов, метаграувакк, метачертов, мраморов, а также небольшими линзообразными телами серпентинитов и метадолеритов [5].

Уймонские metabazity представляют собой тонко-среднезернистые сланцеватые, реже массивные породы. Они сложены Na и Na-Ca амфиболами, актинолитом, фенгитом, эпидотом, альбитом, хлоритом, кварцем и кальцитом; редко встречаются стильпномелан и пумпеллит. В зависимости от состава амфибола, эти породы подразделяются на глаукофановые и зеленые сланцы. С использованием геотермобарометрии [6] были получены следующие оценки параметров метаморфизма: $T = 350\text{--}400^\circ\text{C}$ и $P = 6\text{--}8$ кбар. Различия минеральных ассоциаций metabazитов зависят от состава исходных пород. При близких P-T условиях метаморфизма в железистых породах образуется глаукофан, тогда как в магнезиальных породах еще устойчив актинолит [7].

Петрохимические и редкоэлементные характеристики глаукофановых сланцев указывают на их сходство с OIB базальтами, тогда как metabazитовые зеленые сланцы

отвечают по составу N-MORB [7]. Присутствие в Уймонской зоне metabазальтов с геохимическими характеристиками, свойственными базальтам OIB и MORB, а также обогащенных Mn метачерт, мраморов, метаграувакк и офиолитовых пластин позволяет рассматривать эту структуру как субдукционно-аккреционный комплекс, включающий в себя фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, сформировавшиеся в зоне субдукции, и породы аккреционного клина.

Возрастные датировки, полученные Ar-Ar методом по фенгитам и глаукофанам из двух образцов глаукофановых сланцев (фенгит: 485.3 ± 2.1 и 486.9 ± 20.2 млн. лет; глаукофан: 483.7 ± 9.6 и 491.2 ± 4.7 млн. лет) свидетельствуют о кембрийско-ордовикском возрасте метаморфизма уймонской толщи.

Глаукофановые сланцы Куртушибинского пояса, Западный Саян. В Куртушибинском поясе выделяются три тектонические зоны [8]: 1). Пластина офиолитов (Коярдский массив), которая включает дунит-гарцбургитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую (полосчатую) и габбро-диабазовую дайковую ассоциации. Венчают офиолитовый разрез подушечные лавы, с прослоями туфов толеитовых базальтов, метачерт и метаграувакк. 2). Куртушибинская свита слабо метаморфизованных пород, которая протягивается в виде прерывистой полосы вдоль западного контакта офиолитов Коярдского массива и граничит с ними по зоне разлома. Нижняя часть свиты сложена базальтовыми пиллоу-лавами, туфами, метаграувакками и кремнистыми породами. Верхняя часть свиты отличается преобладанием метапелитов, кремнистых, углеродисто-кремнистых сланцев с переменным количеством вулканогенного материала. 3). Далее к северо-западу от пород куртушибинской толщи и крупной зоны надвигов располагается HP/LT пояс метаморфических сланцев. Условия их метаморфизма соответствуют переходной глаукофан-зеленосланцевой фации с пиком P-T параметров 400°C и 7-8 кбар [8]. Метаморфические сланцы представлены актинолит-эпидот-хлоритовыми, альбит-хлорит-карбонатными, кварц-хлорит-карбонатными сланцами, иногда содержащими винчит или глаукофан. Маломощные прослои в них сложены метачертами с пьомонтитом, реже спессартином.

Судя по валовому химическому составу, глаукофановые сланцы Куртушибинского пояса отвечают базальтам субщелочной серии с содержанием $\text{SiO}_2 = 44-47$ вес. % и характеризуются повышенными содержаниями титана, щелочей и фосфора. Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили океанические базальты, сопоставимые с некоторыми типами E-MORB и P-MORB базальтов, формировавшихся из обогащенного мантийного источника в обстановке океанического плато [9].

Возраст метаморфизма глаукофановых сланцев Куртушибинского пояса был определен на основании $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализ фенгита (469.7 ± 7.0 млн. лет) и глаукофана (464.1 ± 9.7 млн. лет). Глаукофансланцевый метаморфизм в Куртушибинском поясе явился следствием погружения океанической литосферной плиты (включая поднятия) под островную дугу в интраокеанической конвергентной обстановке [9]. Ордовикский возраст датирует время прекращения субдукции и эксгумации глаукофановых сланцев, что привело к образованию субдукционно-аккреционного комплекса на границе с островодужной системой.

HP/LT породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны, СВ Казахстан. Главной структурой, разделяющей образования Сибирского и Казахстанского континентов, является Чарская сдвиговая зона [4]. К юго-западу от этой зоны располагаются Чингиз-Тарбагатайский и Жарма-Саурский террейны, формировавшиеся вдоль окраины Казахстанского континента. На северо-востоке от Чарской зоны находятся Калба-Нарымский, Рудноалтайский и Горноалтайский террейны, являющиеся краевыми зонами

Сибирского континента. Сама Чарская зона состоит из нескольких структурных единиц, которые частично соответствуют аккреционным комплексам Западной Джунгарии, а частично относятся к аккреционным комплексам и фрагментам Жарма-Саурской островной дуги [2]. Окончательно эта структура была сформирована в позднем карбоне-перми при столкновении Сибирского и Казахского континентов [2, 4].

В осевой части Чарской зоны находится Чарский офиолитовый пояс [10-11]. Серпентинитовый меланж офиолитового пояса включает блоки высокобарических/низкотемпературных пород: глаукофановые сланцы (гранат-барруазитовые, барруазитовые, глаукофановые, винчитовые и катифоритовые), эклогиты и метачерты; размеры этих включений варьируют от первых метров до сотен метров.

Оценки Р-Т параметров метаморфизма [12] глаукофановых сланцев (включая гранат-барруазитовые сланцы), выполненные с использованием программы THERMOCALC [6], свидетельствуют о сравнительно узком интервале температур их образования (500-570°C), но широком диапазоне давлений (5-13 кбар). В то же время Р-Т параметры метаморфизма для эклогитов Чарской зоны достигают 650-700°C и 15-19 кбар. Значительный разброс по давлению, по-видимому, отражает различную глубину погружения океанических пород в субдукционную зону.

Большинство HP/LT метабазитовых пород Чарской зоны отвечают по химическому составу базальтам толеитовой и субщелочной серий с содержанием $\text{SiO}_2 = 43.4\text{--}52.3$ вес.%; и только единичные образцы соответствуют андезитобазальтам. Геохимические характеристики метаморфических пород Чарской зоны свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили не только фрагменты офиолитов (толеитовые базальты N-MORB и E-MORB типов), но и щелочные базальты океанических островов [12].

Для определения возраста метаморфизма высокобарических пород Чарской зоны были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы фенгитов (449.3 ± 1.0 , 449.8 ± 5.2 млн. лет) и барруазитов (450.0 ± 2.7 , 449.2 ± 5.5 млн. лет) из двух образцов глаукофановых сланцев. Эти даты указывают на позднеордовикский возраст субдукции/эксгумации рассматриваемых высокобарических пород.

Обсуждение и выводы. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской складчатой области входят в состав субдукционно-аккреционных комплексов, где они встречаются в виде отдельных тектонических пластин, чешуй, линз или в виде экзотических блоков в меланже. Протолитами глаукофановых сланцев преимущественно являлись океанические базальты E-MORB и/или OIB, формировавшиеся из обогащенных мантийных источников, при подчиненном количестве толеитовых базальтов типа N-MORB. Это свидетельствует об активности плюмового магматизма в раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана.

Представленные данные свидетельствуют о кембро-ордовикских возрастах субдукции/эксгумации рассматриваемых глаукофансланцевых комплексов. Следует отметить, что ордовикские глаукофановые сланцы известны также и Северном Китае (Танбалэ, Джунгария и Ондор Сум, Внутренняя Монголия). Кембро-ордовикский этап также выделяется и в тектонической эволюции Кокчетавского субдукционно-коллизийного пояса в Северном Казахстане. Многочисленные Ar-Ar даты 490-480 млн. лет, полученные по белым слюдам из приразломных зон как в зоне мегамеланжа, так и в аккреционной призме, дают время окончательного формирования покровно-чешуйчатой структуры Кокчетавского пояса в результате коллизии микроконтинент-островная дуга [13]. В это время на огромной территории Центральной Азии имели место интенсивные аккреционно-коллизийные события. Это привело к амальгамации террейнов различного типа, эксгумации высокобарических/низкотемпературных пород, формированию

многочисленных базитовых и гранитоидных интрузий и, как следствие, существенному росту континентальной коры Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 12-05-00021) и интеграционных проектов СО РАН (ОНЗ-10.3 и № 77).

Литература

1. Волкова Н. И., Скляр Е. В. // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 109-119. 2. Добрецов Н. Л. // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. С. 451-476. 3. Буслов М. М., Фудживара И., Сафонова И. Ю., Окада Ш., Семаков Н. Н. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 383-397. 4. Буслов М. М., Ватанабе Т., Смирнова Л. В., Фудживара И., Ивата К., де Граве Дж., Семаков Н. Н., Травин А. В., Кирьянова А. П., Кох Д. А. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 49-75. 5. Добрецов Н. Л., Буслов М. М., Симонов В. А. // Доклады АН СССР. 1991. Т. 318, № 2. С. 413-417. 6. Holland T. J. B., Powell R. // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309-343. 7. Волкова Н. И., Ступаков С. И., Третьяков Г. А., Симонов В. А., Травин А. В., Юдин Д. С. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 4. С. 367-382. 8. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В. С. Соболева и Н. Л. Добрецова. Новосибирск, Наука, 1977. С. 128-156. 9. Волкова Н. И., Ступаков С. И., Бабин Г. А., Руднев С. Н., Монгуш А. А. // Геохимия. 2009. Т. 47, № 4. С. 401-414. 10. Ермолов П. В., Добрецов Н. Л., Полянский Н. В., Клемина Л. Н., Хомяков В. Д., Кузбный В. С., Ревякин П. С., Борцов В. Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, наука КазССР, 1981. С. 103-178. 11. Беляев С. Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: ИГиГ, 1985. 117 с. 12. Волкова Н. И., Тарасова Е. Н., Полянский Н. В., Владимиров А. Г., Хомяков В. Д. // Геохимия. 2008. Т. 46, № 4. С. 422-437. 13. Добрецов Н. Л., Буслов М. М. // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93-108.

ДРЕВНЕЙШИЕ НА ЗЕМЛЕ ЭКЛОГИТЫ – ПРОГРАДНЫЕ И РЕТРОГРАДНЫЕ ТРЕНДЫ ЭВОЛЮЦИИ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (КАРЕЛИЯ, РАЙОН С. ГРИДИНО)

О.И. Володичев, Т.И. Кузнецов

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, volod@krc.karelia.ru)

В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита установлены две возрастные и генетические группы эклогитов: архейские и палеопротерозойские. Обе эти группы известны [1, 2] в районе с. Гридино, Карелия. Кроме того, архейские эклогиты распространены на Кольском полуострове, в районе оз. Экостровская Имандра (Широкая и Узкая Салмы, Куру-Ваара) [3], а палеопротерозойские – в районе м. Красный на Белом море [4].

Палеопротерозойские эклогиты в районе с. Гридино проявлены в трех генерациях даек, занимающих, часто с зонами закалки, секущее положение относительно интенсивно преобразованного архейского эклогитсодержащего комплекса, метаморфизованного в результате наложенных процессов в условиях амфиболитовой фации. Формирование этой группы эклогитов, вероятно, связано с особенностями магматической и автометаморфической кристаллизации габброидов, основное место среди которых занимают габбронориты с возрастом 2389 ± 25 млн. лет [2].

Архейский эклогитсодержащий комплекс района с. Гридино формирует выделяющуюся среди пород беломорского комплекса спецификой строения и состава тектоническую пластину, фрагмент которой в виде Гридинской зоны прослеживается на расстоянии 50 км при ширине 6-7 км. Структурные данные во вмещающих комплексах с учетом неоднократных наложенных деформаций свидетельствуют о вероятном субвертикальном залегании пластины. По текстурным особенностям слагающий пластину породный комплекс сопоставим с зоной меланжа, интенсивно насыщенной гранитоидным материалом, впоследствии сильно деформированной и метаморфизованной. Обломочная составляющая комплекса представлена неравномерно распределенными в гранитоидном

матрикс многочисленными (до 25-30% общего объема) фрагментарными обломками линзовидной или неправильной формы размером от нескольких см до нескольких десятков м.

Состав обломков разнообразен, но резко преобладают породы основного состава, в основном являющиеся в различной степени ретроградно преобразованными эклогитами – от симплектитовых разновидностей до гранат-клинопироксеновых амфиболитов с реликтами трансформированных клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов. Кроме того, обломки нередко бывают представлены метапироксенитами и метагабброидами, а также образовавшимися по анортозитам цоизитовыми и клинопироксен-амфибол-цоизитовыми бластолитами. Только в одном случае среди обломков был встречен кианит-гранат-биотитовый гнейс, вероятный аналог метаморфизованной осадочной или вулканогенной породы среднего состава. Отмечается разнообразие и в степени автономной деформации обломков. Массивные текстуры с наибольшей сохранностью первичного состава эклогитов крайне редки, преобладают в различной степени деформированные породы с фрагментами изоклинальной складчатости, иногда смятыми повторно. Такие сложноскладчатые образования на о-ве Пряничная луда образуют ксенолит в массивных или слабо разгнейсованных гранитоидах, для которых устанавливается первичная эндербитовая природа. Эти данные свидетельствуют о том, что неоднократные деформации в преобразованных эклогитах предшествовали стадии формирования гранитоидного материала, который вместе с обломочной составляющей в период архейской Беломорской коллизии (около 2.7 млрд. лет, [5]) подвергался интенсивным структурно-метаморфическим преобразованиям, в результате которых в условиях высокобарической амфиболитовой – гранулитовой фаций был сформирован гнейсовый комплекс преимущественно *Grt-Amf-Bt* ($\pm Cpx$) состава. Архейская история развития структуры эклогитсодержащего комплекса обозначена возрастным интервалом – 2720 ± 5.8 млн. лет (время образования эклогитов) – 2701.3 ± 8.1 млн. лет (время образования посттектонической дайки плагиогранитов, секущих гнейсы) [1].

Архейские эклогиты по петрогеохимическим характеристикам подразделяются на эклогиты I, образовавшиеся по базитам нормального ряда – породам толеитовой серии; эклогиты II – по магнезиальным габброноритам и эклогиты III (кианитовые) – по их лейкократовым разновидностям. В двух случаях были обнаружены локальные проявления *Grt-Omp* ассоциаций в пироксенитах, вероятно, в пределах участков, содержащих первичный *Pl*. Все эти разновидности обнаруживают практически одинаковый «пологий» слабо дифференцированный спектр распределения редких земель, соответствующий океаническим базитам.

Архейские эклогиты плохо сохранились, и в основном они представлены симплектитовыми разновидностями с реликтами омфацитов (30-33% до 40 % *Jd*), плохо сохранившимися в симплектитовой массе и значительно лучше во включениях в гранатах. Более того, целенаправленное микронзондовое изучение разнообразных включений в гранатах позволило восстановить прогрессивный тренд формирования эклогитов.

Низкотемпературной части тренда соответствуют обнаруженные в гранатах Ку-эклогитов с. Гридино и *Grt-Cpx* амфиболитов о-ва Пряничная луда включения *Chl* и *Ab* (0-8% *An*) вместе с мусковитом, цоизитом, кианитом и кварцем. Реакционных соотношений хлоритов (пеннинов-талькохлоритов) с гранатами не отмечается, что позволяет предполагать их равновесное состояние с гранатом при температурах $440-525^\circ \text{C}$, определенных по *Grt-Chl* геотермометру Л.Л. Перчука [6] в кианитовых эклогитах.

В гранатах из эклогитов II и III о-ва Пряничная луда по составу многочисленных включений фиксируется следующая прогрессивная зональность. Внутренняя зона насыщена мелкими включениями кварца и кианита. Р-Т образование этой зоны не устанавливается, но

обнаруженные в одном случае *Pl* (25% *An*), в другом – *MgHbl* предполагают температурный режим низкотемпературной амфиболитовой фации. Для промежуточной зоны характерны как мелкие включения, представленные в основном кварцем, а также *Cpx* (5-12% *Jd*), *Pl* (22-27% *An*), реже кианитом и антофиллитом, так и более крупные полиминеральные обособления, среди которых наряду с *Qtz*, *Pl*, *Cpx* может присутствовать ортопироксен. Р-Т условия кристаллизации этой зоны граната соответствуют высокобарической амфиболитовой – гранулитовой фации ($T=685-725^{\circ}\text{C}$, $P=8-11.5$ кбар). Краевая зона обычно содержит включения в периферической части, они представлены *Omp* (21-40% *Jd*), *Qtz*, в единичных случаях *Ky*. $T=780-865^{\circ}\text{C}$, $P=13.5-17.6$ кбар соответствуют эклогитовой фации.

Максимальные условия метаморфизма архейских беломорских эклогитов ($T=860-865^{\circ}\text{C}$, $P=17.5-17.6$ кбар), соответствующие глубинам образования 60-65 км (рис.), свидетельствуют о вероятном существовании в это время мощной земной коры, допускающей возможность проявления в этих условиях субдукции «теплой»-«горячей» плиты. Прогрэдный тренд, таким образом, отражает эволюцию условий метаморфизма на разных стадиях развития этого процесса.

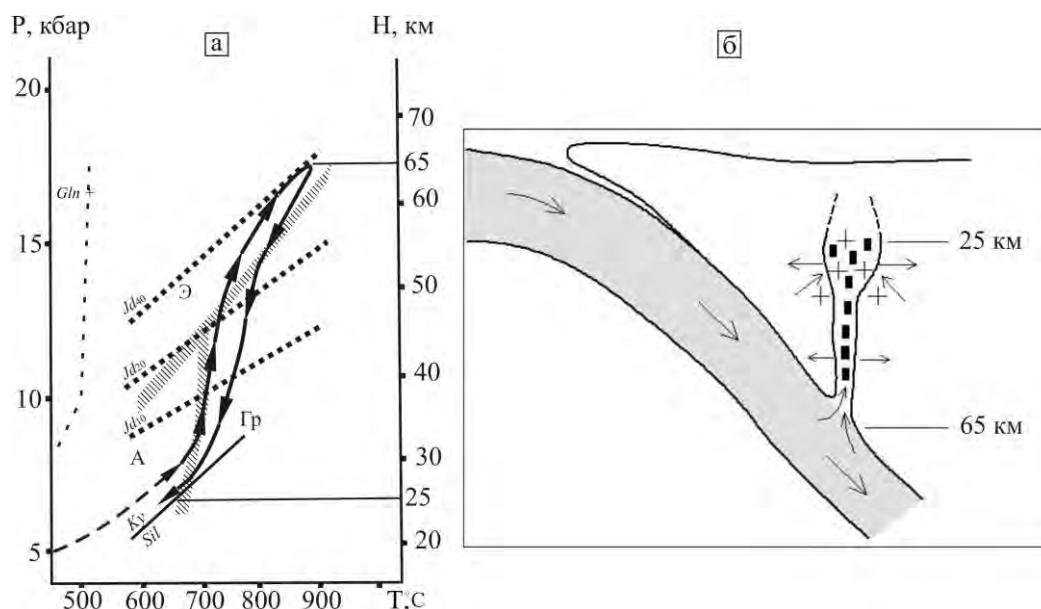


Рис. Р-Т диаграмма прогрессивной и ретроградной ветвей эволюции эклогитов беломорской Гридинской зоны (а) и схематическое изображение модели их образования и эксгумации (б).

Р-Т условия ретроградного метаморфизма эклогитов определялись по включениям *Cpx* в кристаллах *Grt* с обратной зональностью в его краевых зонах; в ретроградно зональных кристаллах *Omp* и *Grt* на ранней стадии преобразования эклогитов при реакциях $Omp \rightarrow Omp_{\text{Na}} + Pl$ [1]; в симплектитовых эклогитах при равновесных $Grt-Cpx-Pl-Qtz \pm Amf$, Opx ассоциациях; по $Grt-Amf$ и $Amf-Pl$ новообразованиям.

Траектории прогрессивной и ретроградной (в обратном направлении) ветвей эволюции метаморфических процессов в эклогитах практически совпадают с относительно повышенными температурными условиями для ретроградного процесса. Условия метаморфизма снижаются до $T=625-650^{\circ}\text{C}$ и $P=7.0-7.5$ кбар, соответствующих глубинам

около 25 км (рис.). Ретроградный декомпрессионный тренд, таким образом, отражает условия эксгумации эклогитов в интервале глубин 65-25 км.

Проблема эксгумации эклогитов является весьма актуальной, и в настоящее время петрологами предложено множество моделей развития этого процесса, но в основном непосредственно связанного с зонами субдукции или коллизии [7]. Однако сложенная эклогитсодержащим комплексом Гридинская структура не ассоциирует с субдукционным слэбом (фрагментами которого могут быть эклогиты Кольского полуострова района Экостровская Имандра); имеет, вероятно, вертикальное залегание; содержит в обломочном компоненте преимущественно эклогитизированные океанические базиты без заметного участия метаосадочных пород и в матриксе – большую массу гранитоидного компонента. Все эти особенности позволяют предполагать, что Гридинская структура могла сформироваться в результате континентального спрединга (рифта [8]) с образованием декомпрессионного канала, в который за счет градиента давлений внедрялась меланжированная и декомпрессионно преобразующаяся при повышении температуры масса эклогитов с дифференциальным проявлением пластических деформаций диапирового типа (рис.). На среднекоровом уровне декомпрессия при продолжающемся спрединге способствовала плавлению большого объема гранитоидов эндербитового состава, заполнивших камеру и способствующих дальнейшей эксгумации преобразованных эклогитов. Предлагаемая модель в определенной степени сопоставима с двустадийной моделью син-конвергентной эксгумации омфацитовых гранулитов Богемского массива со стадиями вертикальной экструзии и среднекорового спрединга, сопровождающегося синтетектонической интрузией гранитоидов [9]. В отличие от предлагаемой модели первая стадия эксгумации эклогитов в этом варианте имела конвергентную природу, связанную с формированием транспрессионной сдвиговой структуры [9, 10]. Но в такой обстановке имел бы место в Гридинской структуре столь интенсивно проявленный декомпрессионный процесс ретроградного преобразования эклогитов в догранитоидный период?

Определение возрастов цирконов из относительно хорошо сохранившихся эклогитов и из расположенных в непосредственной близости смятых в изоклинальные складки ретроградно преобразованных симплектитовых разновидностей на о-ве Столбиха [1] показало их сходство – 2720 ± 5.8 млн. лет, что дает основание предполагать, что процесс эксгумации проходил в короткий по времени интервал, вероятно, ограниченный аналитической ошибкой метода определения.

В дальнейшем в архее эклогитсодержащий комплекс испытал структурно-метаморфические преобразования в интервале до 2701.3 ± 8.1 млн. лет [1].

Палеопротерозойский период включает этап (около 2.4 млрд. лет) образования дискретных, в основном, трансензионных сдвиговых зон в условиях высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации, к которым приурочены дайки базитов, нередко с проявлениями автономного эклогитового метаморфизма и свекофеннский этап (около 1.9 млрд. лет) деформаций и метаморфизма в условиях высокобарической амфиболитовой фации, которые воздействуют как на палеопротерозойские дайки, так и на архейский эклогитсодержащий комплекс.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-05-00168.

Литература

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С. и др. // Геохимия. 2012. № 6. С. 1-15.
3. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. // Geology. 2010. V. 38. P. 739-742.
4. Козловский В.М., Аранович Л.Я. // Геотектоника. 2008. С. 70-84.
5. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 248 с.
6. Перчук Л.Л. // Геохимия. 1989. № 5. С. 611-622.
7. Перчук А.Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов. Автореферат докт. диссерт. М., 2003. 48 с.
8. Иванов С.Н., Русин А.И. // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6-19.
9. Štípská P., Schulmann K., Kröner A. // J. metamor-

phic Geol. 2004. V. 22. P. 179-198. 10. Thompson A.B., Schulmann K., Jezek J. // Tectonophysics. 1997. V. 280. P. 171-184.

ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИАМУРЬЯ ПО ДАННЫМ АЭРОГАММАСПЕКТРОМЕТРИИ

Т.В. Володькова

(Хабаровский институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина, Хабаровск, tatvolodkova@yandex.ru)

Установлены принципы постоянства отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ):

1. Неизменные структурно-вещественные комплексы (СВК) структурно-формационных зон (СФЗ), сформированные в течение одного тектоно-магматического цикла, вне зависимости от состава, характеризуются близкими (постоянными) значениями средних отношений ЕРЭ.

2. Неизменные магматические комплексы (МК), продукты кристаллизационной дифференциации, в закрытых магматических очагах, вне зависимости от состава, характеризуются постоянством отношений ЕРЭ. Они близки по возрасту, сопряжены с основными фазами единого магматического цикла, сопоставимого со временем существования магматического очага. МК плюмовой природы формируются в течение нескольких фаз; для каждой типично постоянство характеристик отношений ЕРЭ магматических пород, вне зависимости от их состава.

3. В открытых магматических очагах, за счет притока глубинных флюидов, условия кристаллизации магм меняются; средние значения отношений ЕРЭ магматических пород закономерно варьируют. Причины вариаций характеристик отношений ЕРЭ: воздействие гидротермально-метасоматических процессов (со степенью изменения более 10-20 %), мантийный метасоматоз и изменение геодинамических условий. Мантийный метасоматоз и ювенильная флюидизация типичны для плюмового магматизма; с ним связано внедрение субщелочных и щелочных пород. В Приамурье МК плюмовой природы картируются в ареалах горячих точек и Мая-Селемджинского плюма [1].

4. Для гранитоидов нормальной и пониженной щелочности, значение среднего U/K отношения может играть роль геодинамического критерия. Выделяются: МК субдукционного ($U/K > 1,5$), коллизионного ($1,0 > U/K < 1,5$), постколлизионного и внутримитического ($U/K < 1,0$) типа. Обогащенные мантийные резервуары, источники плюмового магматизма, связаны с определенными геодинамическими обстановками: для НМУ типичны $U/K > 1,75 - 2,0$, для ЕМ I и ЕМ II - $U/K < 0,75$. Эти принципы статистически основаны на данных по МК мезозойско-кайнозойских вулcano-плутонических поясов. Согласно правилам постоянства отношений ЕРЭ, они должны действовать для МК и СВК иного (не гранитоидного) состава, что слабо подтверждено статистически, особенно для древнейших метаморфических комплексов.

Анализируются средние значения отношений ЕРЭ метаморфических нижнеархейских (mcA_1) и верхнеархейских (mcA_2) комплексов по субмеридиональному профилю Джалинда – Томмот. Выделяются также постколлизионные (pcP_1 , pcP_1^1), комплексы активных (amM_1 , amM_2) и пассивных (pmM_1) континентальных окраин, осадочных бассейнов платформ (pbC_1), аккреционные (awH_2) [2].

Таблица

Характеристики содержаний и отношений ЕРЭ пород по профилю Джалинда – Томмот*

Состав комплексов	Геологический индекс	Значения содержаний ЕРЭ			Значения отношений ЕРЭ		
		U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	K, %	U/Th	K/Th	U/K
1	2	3	4	5	6	7	8
Аргуно-Мамынский массив. Верхне-Амурский прогиб. Ольдойский прогиб [2]							
Терригенный	<i>pmM</i> ₁	1,75 - 2,5	5 - 10	1,1 – 2*	0,26 - 0,3	0,22 - 0,5*	2,0 - 2,1
Гнейсо-граниты	<i>pcP</i> ₁	0,9	6 - 9	1,1	0,26	0,22	2,1
Карбонатно-терригенный	<i>pmH</i> ₁	1,1	2 - 6	0,55	0,30	0,14	1,9
Монголо-Охотский складчатый пояс							
Габбро-амфиболиты	<i>awH</i> ₂	0,95	4,4	0,8 – 1,1	0,3	0,2	1,15
Силикатно-терригенный	<i>awH</i> ₂	1,0	4,4	0,8 – 1,1	0,28	0,2	1,15
Флиш	<i>pmM</i> ₁	1,5	3,0	0,85	0,36	0,22	1,55
Моласса	<i>amM</i> ₂	1,5	2,8	1,10	0,36	0,22	1,55
Диориты, гранодиориты	<i>amM</i> ₂	1,0	2,8	1,10	0,36	0,22	1,55
Селенга-Становой орогенный пояс. Урканская зона							
Диоритовые гнейсы	<i>mcA</i> ₂	1,2	3,6	1,2	0,28	0,28	1,5
Гнейсо-граниты	<i>pcP</i> ₁	1,2 –	4,0	1,2 – 1,5	0,29	0,20	1,5
Мрамор-двупироксеновые кристаллические сланцы	<i>mcA</i> ₂	2,0 – 2,2	4,0 – 7,0	0,65 – 0,85	0,44 - 0,50	0,16 – 0,18	1,9 – 2,0
Гнейсо-граниты	<i>mcA</i> ₂	0,8* – 1,80	2,8 – 3,7	0,85 - 2,2*	0,16* - 0,30	0,14* - 0,18	1,6 – 1,9*
Гранито-гнейсы	<i>mcA</i> ₂	1,25	7,0	1,2	0,30	0,24	1,15
Становая гранитно-зеленокаменная область. Иликанский блок							
Гиперстеновые гнейсы	<i>mcA</i> ₁	0,8 – 1,2	2,0	0,9 – 1,0	0,22	0,22	1,20
Гнейсо -граниты	<i>mcA</i> ₂	0,6 – 0,9	3,2	0,9 – 1,1	0,22 – 0,26	0,25	0,8 – 0,9
Гранито - гнейсы	<i>mcA</i> ₂	0,95 – 1,10	2,4 – 3,2	2,1* - 1,25	0,24 – 0,30	0,22 – 0,30*	1,25 - 1,6*
Диориты, гранодиориты	<i>amM</i> ₂	1,0 – 1,6	3,6 – 7,0*	0,95 – 2,1*	0,22* - 0,30	0,22 - 0,46*	0,9 – 1,2
Бiotит – горнблендитовые гнейсы, кристаллосланцы	<i>mcA</i> ₂	0,8 – 0,85	3,0 – 4,8*	0,95 – 1,1 (1,75)*	0,26 – 0,30 (0,80)*	0,16 – 0,28 (0,56)*	0,9 – 1,0 (1,75)*
Высокоглиноземистые граниты	<i>pcP</i> ₁	0,85	3,6	1,55	0,28	0,38	0,40
Бiotит – гиперстеновые гнейсы	<i>mcA</i> ₁	1,05	4,4*	0,95	0,26	0,26	1,70*
Алдано-Становой щит. Зона Станового разлома							
Молассы	<i>amM</i> ₁	0,70 – 1,0	3,6 – 4,4	0,85 – 1,0	0,18 – 0,28	0,18 – 0,24	1,0 – 1,7*
Гранито - гнейсы	<i>mcA</i> ₁	0,75 – 1,05	4,8 – 8,8	0,95 – 2,05*	0,18* - 0,28	0,14 – 0,60*	1,6 – 1,7
Кварциты	<i>mcA</i> ₁	1,00	4,8	2,25	0,26	0,41*	0,70
Молассы углесодержащие	<i>amM</i> ₁	1,9	7,6	0,95	0,20	0,16	0,65
Гранито-гнейсы	<i>mcA</i> ₁	1,75*	2,8*	4,2*	0,28*	1,32*	2,25*

1	2	3	4	5	6	7	8
Алдано – Становой щит. Чульманская впадина.							
Молаассы углесодержащие	amM_1	1,1 – 1,2 (2,2)*	3,6 – 4,0	1,0 – 1,25 (4,25)*	0,28 – 0,40 (0,50)*	0,30 – 0,50* (1,56)*	0,5 – 0,8 (1,4 – 1,65)*
Доломиты	pbC_1	1,0 – 2,85*	3,6 – 4,0*	1,5 – 3,2*	1,10*	0,34 – 0,76*	0,16 – 1,85*
Алдано-Становой щит. Алданский блок.							
Габбро-амфиболиты	mcA_1	2,0	8,0	1,5 – 2,0	0,28	0,18	0,5* – 1,75*
Гранито-граносиениты, монциты, сиениты	amM_2	2,15	12,0	1,7 – 2,2	0,56	0,30	0,8 – 1,0
Мрамор-двупироксеновые кристаллические сланцы	mcA_1	1,8 – 3,6*	2,35 – 3,4	3,5	0,22 – 0,24	0,18	0,5* – 1,3
Высокоглиноземистые граниты	pcA_2	1,65 – 3,6*	4,0 – 33,0*	0,9 – 2,0*	0,18 – 0,28	0,28* – 0,52	1,25
Мрамор-двупироксеновые кристаллические сланцы	mcA_1	1,5 – 5,0*	4,0 – 32,6*	2,2* – 3,7	0,54 – 0,56	0,18 – 0,24	0,75 – 1,4 (2,0*)
Эндербиты - чарнокиты	mcA_1	1,2 – 5,0*	8 – 38*	0,9 – 3,7*	0,16 – 0,54*	0,16 – 0,24	0,55* – 0,9
Алданская плита							
Доломиты	pbC_1	0,9 – 3,0*	2,4 – 4,8	0,7 – 2,25	(0,28*) 0,48 – 0,54	0,34 – 0,60 (0,80*)	0,30 – 0,7 (1,75*)
Гранито-граносиениты, монциты, сиениты	amM_2	2,1 – 3,5	2,4 – 8	3,2 – 6,25 (8,4)	0,65 – 0,80 (1,24*)	0,34 – 0,72 (1,92*)	0,2 – 0,65 (1,25*)

Характеристики отношений ЕРЭ СВК, многократно повторяющихся на разрезе, обобщены по составу, с указанием пределов колебаний. В скобках (и со значком) даются аномальные значения, характерные для интенсивных изменений в зонах глубинных разломов.

По аналогии с МК мезозойско-кайнозойских поясов, в комплексах осадочных бассейнов, активных континентальных окраин должны преобладать постколлизийные и внутриплитные образования, редко коллизийные; в аккреционных и комплексах пассивных окраин – коллизийные. Древние метаморфические СВК хорошо подчиняются правилу постоянства отношений и правилу U/K геодинамического критерия. СВК обеих групп (нижнеархейские и верхнеархейские) различного состава относительно близки по характеристикам отношений ЕРЭ; характеристики наложенных комплексов (pcP_1 , amM_1 , amM_2) существенно отличаются. Многие породы повышенной щелочности (комплекс amM_2) подчиняются геодинамическому критерию: относятся к внутриплитным. В зонах большинства глубинных разломов характеристики отношений ЕРЭ образуют резкий минимум, реже – интенсивные положительные аномалии, соответствующие региональным изменениям. Некоторые архейские маломощные СВК специфического состава (мраморы, кварциты) устойчиво ассоциируются с региональными изменениями в зонах глубинных разломов. Иногда влияние региональных изменений ощущается в зонах глубинных разломов для древних СВК другого состава.

Литература

1. Володькова Т.В., Подгорный В.Я. // Тихоокеан. Геология, 2010. Т.28. №1. С. 86-98. 2. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:15000000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОВ,
ДОЛЕРИТОВ И РИОДАЦИТОВ В МИНУСИНСКОЙ КОЛОВИНЕ***А.А. Воронцов¹, Г.С. Федосеев², А.В. Травин³*

(¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, voron@igc.irk.ru; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск; ³Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск)

Минусинская котловина – одна из наиболее известных структур Алтае-Саянской рифтовой области (АСРО), сформированной на среднепалеозойской активной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента. Магматические ассоциации, сопряженные с развитием АСРО, сочетают в себе как субдукционные, так и внутриплитные изотопно-геохимические характеристики, в связи с чем интерпретация природы рифтовой области вызывает разночтения. С одной стороны она может рассматриваться как элемент латерального ряда структур активной континентальной окраины, с другой – как автономный рифтовый комплекс, образованный под воздействием горячей точки мантии, перекрытой краевой частью литосферы. Важной задачей в решении проблемы происхождения рифтовой области в целом и Минусинской котловины в частности является определение закономерностей формирования базальтов, долеритов и риодацитов. В работе приведены результаты геохронологических и геохимических исследований вулканических и субвулканических комплексов в разных участках территории котловины. Полученная информация является основанием для установления времени ее заложения, характера взаимосвязи магматизма и структурообразующих процессов, этапов проявления этих процессов, а также состава магматических источников, что, в свою очередь, позволяет оценивать вещественную эволюцию магматизма во времени и его связь с геодинамическими условиями формирования рифтовой области.

Для определения абсолютного возраста магматических пород нами выполнены ⁴⁰Ar-³⁹Ar геохронологические исследования базальт-долерит-риодацитовых ассоциаций быскарской серии, участвующих в строении Чебаково-Балахтинской и Сыда-Ербинской впадин Минусинской котловины. Эти ассоциации тяготеют, главным образом, к нижним частям осадочно-вулканогенных толщ с частичным выходом внутри котловины в куполах – антиклинальных брахискладках, а также в пределах ее горного обрамления в Кузнецком Алатау и Западном Саяне (рис. 1). Возраст пород определялся по плагиоклазам из базальтов и долеритов и по валовой пробе риодацита. ⁴⁰Ar-³⁹Ar изотопно-геохронологические исследования проводились на оборудовании ИГМ СО РАН. В большинстве возрастных спектров наблюдаются устойчивые плато, отвечающие 65-95 % выделенного ³⁹Ar для плагиоклазов из базальтов и долеритов и 85 % – для валовой пробы риодацита. Возрасты двух образцов базальтов Копьевского купола (402,5±5,5 и 404,7±5,0 млн лет) в пределах ошибки совпадают с возрастом (402,4±4,0 млн лет) покровных риодацитов имирской свиты Сисимского разреза. Они также хорошо согласуются с результатами U-Pb датирования цирконов из трахириодацитов в том же разрезе (407,5±0,2 млн лет [1]). Время начала внедрения долеритовых силлов (район Усть-Кокса – 405,0±3,0 млн. лет) соответствует возрасту формирования вулканитов, но растягивается примерно на 20 млн. лет (Копьевский купол – 391,5±5,1, Шира-Шунетский район – 395,0±2,0 и 386,0±4,0 млн. лет). Наиболее поздними являются долеритовые дайки (район Усть-Кокса – 385,0±4,0, Копьевский купол – 364,2±5,5 млн. лет).

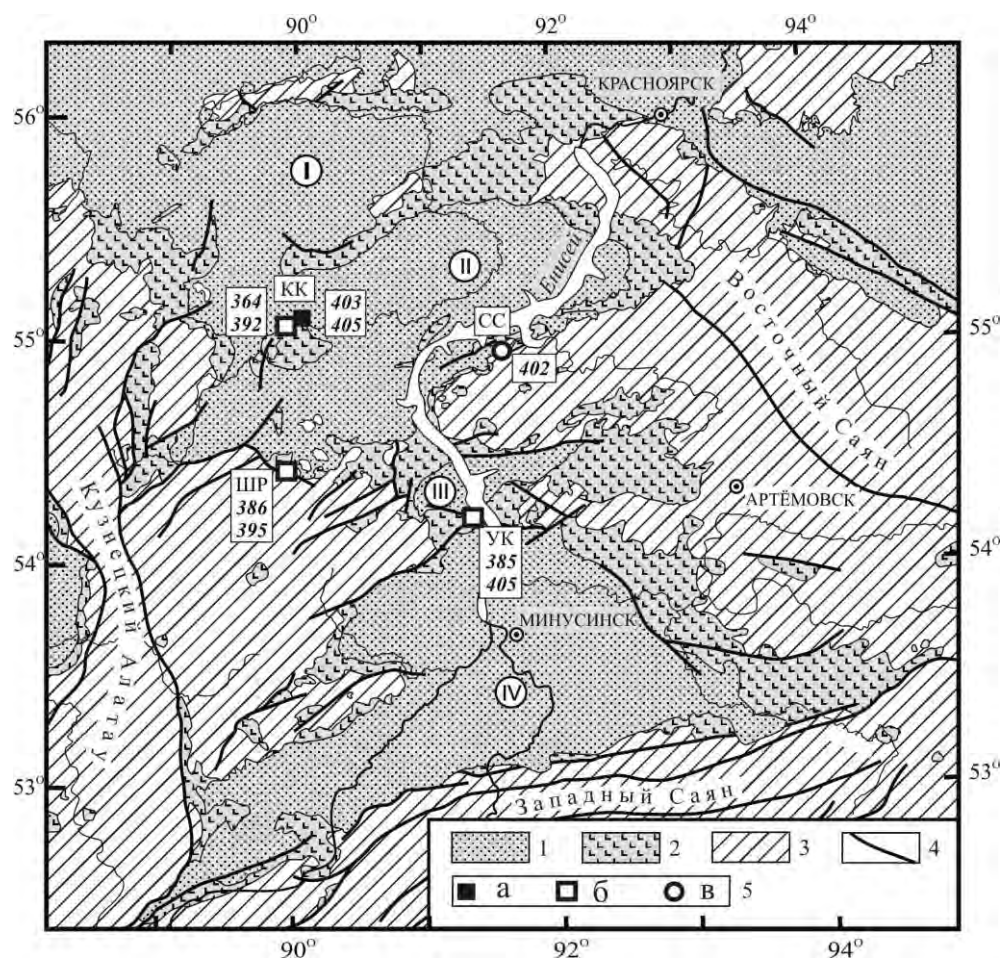


Рис. 1. Схема геологического строения Минусинской котловины (составлена на основе материалов Государственной съемки и [2]) и местоположение точек опробования пород быкарской серии для геохронологических исследований.

1 – осадочные отложения D₂-C; 2 – базальты, долериты и риодациты быкарской серии; 3 – додевонский фундамент; 4 – тектонические нарушения; 5 – точки опробования и типы пород: а – базальты, б – долериты, в – риодациты. Цифры в прямоугольниках – возраст (млн. лет). Впадины Минусинского прогиба: I – Назаровская, II – Чебаково-Балахтинская, III – Сыда-Ербинская, IV – Южно-Минусинская. Районы исследований: КК – Копьевский, СС – Сисимский, ШП – Шира-Шунетский, УК – Усть-Коксинский.

Базальты покровов, долериты силлов и даек слабо дифференцированы по кремнезему (46,4-48,5 мас. % SiO₂) и близки между собой по уровню содержаний некогерентных литофильных элементов, включая РЗЭ (рис. 2), что является критерием их комагматичности и существования общего для них и однородного по составу магматического резервуара. Риодациты (64,8 мас. % SiO₂) по сравнению породами основного состава обогащены Rb, K, Th, U, Zr, Hf, редкоземельными элементами и обеднены Sr и Р. В них отмечаются высокие содержания Nb и Ta, хотя в общем спектре распределения несовместимых элементов, как и в базитах, эти элементы образуют относительный концентрационный минимум. В спектре редкоземельных элементов появляется слабая отрицательная европиевая аномалия, которая свидетельствует о фракционировании плагиоклазов.

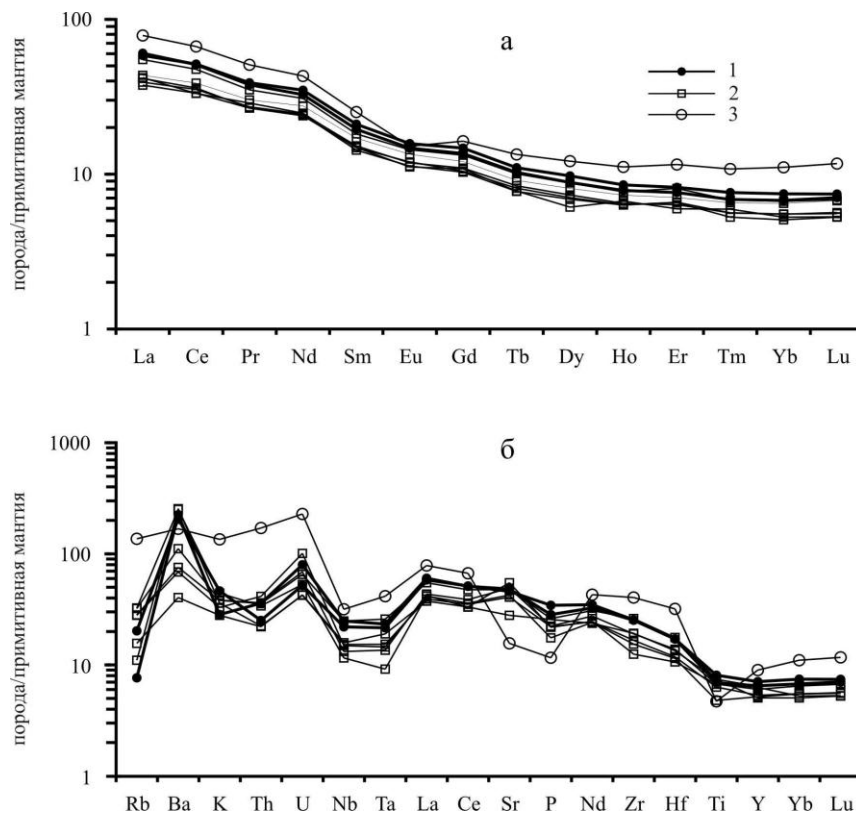


Рис. 2. Графики нормированного распределения РЗЭ (а) и редких элементов (б) в магматических породах быкарской серии Минусинской котловины. 1 – базальты, 2 – долериты, 3 – риодациты.

Полученные данные показывают, что развитие Минусинской котловины было связано с вулканическими процессами, а также с формированием гипабиссальных пластовых тел и даек. Магматизм протекал в возрастном диапазоне 405-364 млн лет в течение, по меньшей мере, двух этапов. Первый этап охватил интервал 405-386 млн лет, что согласуется с полученными ранее геохронологическими [1, 3-5] и палеонтологическими [2,6,7] данными. Наиболее ранние извержения соответствуют началу раннего девона и отвечают возрасту заложения котловины. Последующее прогибание ложа котловины происходило в условиях регионального растяжения континентальной литосферы, сопровождаемое активной вулканической деятельностью. Ограниченное и фрагментарное распространение осадочных толщ объясняется относительно высокой скоростью прогибания, которое не успевало компенсироваться осадконакоплением. Котловина заполнялась дифференцированными и бимодальными вулканическими комплексами с участием пород полного спектра по кремнекислотности и долеритовыми силлами. Такие ассоциации залегают с резко выраженным структурным несогласием на позднерифейско-раннекембрийском складчатом фундаменте и широко распространены в основании осадочно-вулканогенного заполнения

котловины, вскрываясь в ее обрамлении. На втором этапе, в диапазоне 385-364 млн лет прогибание уже не было связано с магматизмом. Скорость прогибания уменьшилась и котловина заполнялась преимущественно терригенными красноцветными осадочными толщами. Магматическая активность была резко подавлена и проявилась в виде редких долеритовых даек, объемы которых несоизмеримо меньше по отношению к вулканитам и силлам.

Четкие геохимические связи между изученными продуктами магматической деятельности указывают на существование общего для них и долгоживущего источника вещества. Учитывая одинаковый состав базальтов и долеритов во всем возрастном диапазоне, мы приходим к выводу о неизменности во времени состава магматического резервуара и стабильности условий магмообразования под Минусинской котловиной, что подтверждает модель существования девонского плюмового мантийного источника [8] и его воздействия на активную континентальную окраину в юго-западном обрамлении Сибирского кратона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00055).

Литература

1. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 367-370.
2. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 276 с.
3. Зубков В.С., Пахольченко Ю.А., Сандимирова Г.П., Мамитко В.Р., Плюснин Г.С. // Доклады АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 960-963.
4. Malkovets V.G., Litasov Y.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A. // International Geology Review. 2003. V. 45. № 2. P. 133-142.
5. Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 663-677.
6. Шнейдер Е.А., Зубкус Б.П. // Материалы по геологии Красноярского края. Вып. 3. Красноярск: Изд-во ТГУ. 1962. С. 41-56.
7. Захарова Т.В., Ананьев А.Р. // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 2. С. 44-50.
8. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 45-58.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

А.Б. Вревский

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, a.b.vrevsky@ipgg.ru)

За последние два десятилетия накопленный фактический материал по геологическому строению, составу и эволюции архейских комплексов все чаще подвергается систематизации и осмыслению в рамках различного рода геодинамических моделей, причем большинство из них базируется на геодинамической парадигме тектоники литосферных плит. Для фанерозойской стадии развития Земли установлено, что основной объем новой континентальной коры, в виде огромных масс известково-щелочных магматических комплексов формировался в субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических обстановках активных окраин литосферных плит. В тоже время для раннего докембрия такие обстановки предполагаются с различного рода исключениями и особенностями, обусловленными спецификой термического состояний мантии и геодинамического развития литосферы. В первую очередь такого рода ограничения связаны с несопоставимостью линейных масштабов фанерозойских литосферных плит и областей их конвергентного взаимодействия с реконструируемыми размерами плитных элементов в архее, что в свою очередь породило представление о микроплитной, «кожной» и т.п. тектоники на ранних стадиях развития Земли.

К фактам, имеющим принципиальное значение для понимания геодинамической природы архейской литосферы, следует отнести высокий геотермический градиент в архее, связанный с большей скоростью теплогенерации на ранних стадиях развития Земли. Эти причины определили и высокую температуру архейской верхней мантии, превышающую современную на 200-300°C, что, несомненно, определяло иную геодинамику астеносферно-литосферного взаимодействия.

Если отвлечься от общих теоретических представлений о ранней эволюции Земли и обратиться к геологическим и петролого-геохимическим фактам относящихся непосредственно к архею, то становится очевидным, что большинство современных геодинамических моделей формирования архейской литосферы связано с зеленокаменными поясами (ЗКП) и базируется на актуалистическом принципе, перенесенном в область геохимии и петрологии, и основанном на представлениях о прямой связи «индикаторных геохимических особенностей» магматических комплексов (коматиитов, базальтов и андезитов) только с определенными геодинамическими режимами. В принципе все эти модели основываются на трех главных актуалистических допущениях:

- коматиит-толеитовые ассоциации представляют собой фрагменты океанической коры (и или океанических плато);
- базальт-андезитово-дацитовые ассоциации с геохимическими признаками адакитов, бонинитов, и т.п. — являются продуктами магмагенерации в различного типа надсубдукционных обстановках
- *TTG* серии — результат плавления полого субдуцирующих океанических метабазальтов тождественных по составу толеитовым метабазальтами зеленокаменных поясов.

В этой триаде магматических ассоциаций, наиболее дискуссионной является геодинамическая природа раннедокембрийских известково-щелочных вулканоплутонических комплексов. Базальт-андезит-дацитовые ассоциации ЗКП и палеопротерозойских рифтогенных структур многими исследователями принимаются в качестве главных и, часто единственных, «индикаторных» признаков формирования раннедокембрийской континентальной литосферы в геодинамических режимах активных континентальных окраин и островных дуг. Индикаторная роль таких вулканических комплексов, в том числе Фенноскандинавского щита, доказывается подобием ряда их геохимических характеристик с фанерозойским адакитовым, баяитовым и бонинитовым вулканическим сериям [1, 2]. В то же время для раннего докембрия существование таких обстановок можно допустить только с ограничениями, обусловленными спецификой термического состояния и особенностями изотопно-геохимического состава мантии на ранних стадиях развития Земли.

В общем случае петрогенезис андезитов и их разновидностей (адакитов, баяитов, бонинитов, исландитов) сводится к достаточно тривиальной петрологической проблеме степени водонасыщенности и/или режима фугитивности кислорода (редокс состояния) базальтового или перидотитового (гарцбургитового) источника при его плавлении, что реализуется в амфибол- или магнетитсодержащей минеральной котектике кристаллизующегося первичного расплава при $P < 1 \text{ GPa}$, а также гранатсодержащей котектике при $P > 1 \text{ GPa}$. Геодинамическая интерпретация этих петрологических ограничений может быть проведена в рамках двух равнозначных альтернативных моделей (а) надсубдукционное плавление «слеба» и/или «мантийного клина» или (б) дегидрационное плавление ниже- или среднекорвых амфиболитов и эклогитов при воздействии мантийного плюма.

В основе обеих геодинамических концепций лежат т.н. «индикаторные магматические комплексы», которые по своим петрологическим и изотопно-геохимическим параметрам

наиболее полно отражают специфику мантийно-литосферного взаимодействия. В свою очередь индикаторный характер адакитовых, баяитовых и бонинитовых вулканитов для идентификации надсубдукционного магматизма во многом базируется на индикаторных геохимических характеристиках этих образований и в частности содержании и соотношении высоkozарядных некогерентных элементов *Nb*, *Ta*, *Zr*, *Y*, которые малоподвижны в водном флюиде при трансформации пород «слеба» и «мантийного клина». Одним из главных критериев для выделения адакитовых и бонинитовых серий в раннедокембрийских комплексах, в том числе и Фенноскандинавского щита, являются низкие концентрации *Nb* и *Ta* ($< 1 \text{ ppm}$) и отрицательные аномалии этих элементов на спайдерограммах. Уже традиционно эти аномалии объясняются для первичных островодужных расплавов унаследованностью низких *Ta/Nb* и *Nb/Th* отношений из субдуцируемых океанических осадков или концентрацией *Nb* и *Ta* в реститовом рутиле или сфене при плавлении эклогитизированных (выше устойчивости плагиоклаза) пород «слеба» или «мантийного клина». Однако, подобные геохимические особенности свойственны андезитам как из палеоархейских интракратонных структур (Варавуна, кратон Пилтара) [3], так и палеопротерозойских внутрикратонных рифров (например, сумийские вулканогенные комплексы Фенноскандинавского щита) [4, 5]. Более того, такие индикаторные «субдукционные» геохимические «метки», как отрицательные аномалии *Nb* и *Ti*, характерны для пермских трапповых базальтов ($Nb=2-15$, $Ti=1000-2500$) [6]. Неадекватность геодинамических выводов, основанных на таких индикаторных элементах, определяется и тем, что на различного рода дискриминационных диаграммах эти «индикаторные» геохимические критерии имеют большие области перекрытия (например, средняя концентрация *Nb* в архейских коматиитах Абитиби - $0.3-1.2 \text{ ppm}$, фанерозойских бонинитах - $0.5 - 2.17 \text{ ppm}$, магнезиальных андезитах энциалических островных дуг - 4.95 ppm и энсиматических островных дуг - 4.08 ppm , базальты островных дуг - 3.99 ppm , базальты СОХ - 5.04 ppm).

«Индикаторный» критерий *Nb* и *Ta* аномалий для идентификации надсубдукционного петрогенезиса магматических комплексов обладает конвергентностью, так как может свидетельствовать и о «плюмовом» происхождении расплавов при плавлении мантийного перидотита в условиях высоких давлений ($P \sim 24 \text{ GPa}$). В этих условиях перовскит становится главной ликвидусной фазой и, обладая высокими *KD* с *Nb*, *Ta*, *Zr*, *Hf* и низкими *KD* с легкими лантаноидами, определяет обогащение расплавов (например, коматиитовых) лантаноидами и обеднение *Nb*, *Ta*, *Zr* и *Hf*.

Современные экспериментальные данные, показывающие высокое содержание воды ($2.5-3.5 \text{ мас.}\%$) в высокobarических модификациях оливина (вадслеите и рингвудите) и в ферроперовските от 2212 до 4000 ppm , а также установленное присутствие гидроксильной группы (OH^-) в «нормативно безводных» минералах ($Ol=140 - 1140 \text{ ppm}$, $Spx=85 - 870 \text{ ppm}$, $Orx=40 - 1100 \text{ ppm}$, $Grt=200 - 400 \text{ ppm}$) из ксенолитов континентальной сублитосферной мантии (гранатомы и шпинелевые лерцолиты) позволяет оценить водный бюджет примитивной и деплетированной мантии в 1160 ppm и 250 ppm соответственно [7, 8]. Эти, в целом еще не оцененные для геодинамики астеносферно-литосферного взаимодействия данные, значительно расширяют петрологические и изотопно-геохимические ограничения для мантийно-плюмовых механизмов генерации известково-щелочных вулканогенных ассоциаций и *TTG*-комплексов в раннем докембрии.

Результаты исследования геохимического и изотопного состава метавулканитов среднего состава неоархейских зеленокаменных поясов и сумийских комплексов палеопротерозойских рифтогенных структур позволило определить ряд особенностей, которые не укладываются в рамки надсубдукционных геодинамических моделей их петрогенезиса или, по крайней мере, указывают на специфику эндогенных режимов

магматизма в раннем докембрии [4, 5]. Одной из наиболее важных характеристик раннедокембрийских андезитовых метавулканитов неоархейских зеленокаменных поясов Фенно-Карельской и Кольского-Норвежской провинций Фенноскандинавского щита является их преимущественно мезоархейский *Sm-Nd* модельный возраст, который отличается от их *U-Pb* возраста на 150-200 млн. лет для щита и более чем на 450 млн. лет для сумийских метаандезитов (в том числе с геохимическими характеристиками типичных баяитов и высокомагнезиальных андезитов) палеопротерозойских рифтогенных структур Кольского полуострова и Центральной Карелии. В целом геохимические характеристики неоархейских и палеопротерозойских метаандезитов и их *Sm-Nd* модельный возраст (по одностадийной и двустадийной моделям) близки, несмотря на, принципиально различные характеристики их мантийных протолитов.

Эти изотопно-геохимические особенности раннедокембрийских андезитов Фенноскандинавского щита определяют принципиальные ограничения для прямых корреляций особенностей их геохимического состава с надсубдукционной геодинамической природой, так как максимальный интервал времени между кристаллизацией базальта в зоне спрединга и его последующим плавлением в зоне субдукции, в течение которого сохраняются необходимые условия для плавления, оценивается интервалом от > 5 млн. лет [9] до 30 млн. лет [10], а как показали расчеты [11], даже при пологой ($< 30^\circ$) и «горячей» субдукции для начала островодужного андезитового магматизма необходимо широкое раскрытие океана и, соответственно, погружения в мантию не менее 220-300 км океанического слэба. Такие масштабы раскрытия палеоокеанов и объемы субдуцирующего вещества «слэба», не укладываются в разумные рамки палеотектонической эволюции литосферы Фенноскандинавского щита в архее и особенно в палеопротерозое.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 10-05-00798-а и программы ОНЗ РАН №2.

Литература

1. Розен О.М., Щипанский Ф.Ф., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли. 2008. 184 с. 2. Светов С.А. Магматические системы зон перехода океан-континент в архее Восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. Кар НЦРАН. 2005. 230 с. 3. Van Kranendonk J., et al. // Earth's Oldest Rocks. 2007. P.307-337. 4. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. // ДАН. 2010. Т.430. №3. С. 377–381 5. Вревский А.Б. // Петрология. 2011. Т.19. №5. С. 546-574. 6. Reichow M.K., Saunders A.D., Whitea R.V., Al'Mukhamedovb A.I., Medvedev A.Ya. // Lithos. 2005. V.79. P.425-452. 7. Murakami M., Hirose K., Yurimoto H., Nakashima S., Takafuji N. // Science. 2002. Vol. 295. P. 1885-1887. 8. Бабушкина М.С., Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Пономарева Н.И. // Записки РМО. 2009. № 1. С. 3-19. 9. Green N.L., Harry D.L. // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 171. P. 367-381. 10. Thorkelson D.J., Breitsprecher K. // Lithos. 2005. V. 79. P. 25-41. 11. Аглонов С.В. Геодинамика. 2001. СПбГУ. 360С.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ТРОСТЯНЕЦКИХ ВУЛКАНИТОВ (УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ)

Л.В. Генералова¹, В.Г. Пащенко¹, В.Б. Степанов¹, Д.А. Шушков²
(¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франка, Украина, Львов, gen_geo@mail.ru; ² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар)

В соответствии с новыми подходами к тектоническому районированию Украинских Карпат Примармарошская сутура [1], которая ограничивает микроконтинентальный террейн Тиссия-Дакция (Мармарошский массив), состоит из Камянопотокской, Раховской, Буркутской (Поркулецкой) тектонических единиц (покровов). В названных единицах, кроме мелового флиша, по вещественным характеристикам отмечены энсиматические и энсиалические вулканогенные образования и карбонатные породы. Верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенный тростянецкий комплекс, известный как тростянецкая толща,

фиксируется во фронте Поркулецкой структурно-фациальной единицы. Он простирается от верховьев р. Белая Тисса до р. Лужанка. Нижний контакт тростянецкой толщи тектонический, верхний – несет признаки вязкого разлома (Гнилко, 2004).

Тростянецкие вулканы имеют преимущественно основной и средний состав. Это базальты, андезибазальты, андезиты, трахиты. В нижней части р. Тростянец, в верховьях р.р. Кевелив, Лазещина, Богдан в плане и разрезе вулканы тростянецкой толщи формируют сложную систему лавовых, пирокластических, прижерловых и субвулканических генетических типов, которые содержат прослои туфогенно-осадочных пород. Наиболее полные хорошо обнаженные разрезы, мощностью 180–280 м при протяжности 2,0–2,5 км, наблюдаются в нижней части долины р. Тростянец. Основная часть разреза сложена ассоциацией базальтов, андезибазальтов, андезитов лавового генетического типа, их туфами (до 20–30 %) и кластолавами. Среди базальтов и андезибазальтов установлены фрагменты покровов массивных и миндалекаменных лав. Мощность их колеблется от 2–5 м до 7–10 м. Распространенность пирокластических и кластолавовых пород основного состава свидетельствует о высокой эксплозивности материнского расплава. Северо-восточные части разреза в долине р. Тростянец характеризуются покровами пиллоу-лав с размером «подушек» до 2,5 м. Морфология тел «подушек» делает возможным предположить, что разрез вулканитов наращивался на юго-запад: от трахитов, вишневых пиллоу-лав к зеленым афировым базальтам.

Базальтоиды р. Тростянец и г. Петрос (верховья рр. Кевелив, Лазещина, Богдан) различаются по внешним характеристикам. В бассейне р. Тростянец в равных количествах встречаются зеленовато-серые и вишневые вулканы. Трахиты занимают не более 10–15% мощности разреза. Базальты часто характеризуются шаровой отдельностью. Много пористых, пузырчатых и миндалекаменных пород. Пустоты (или миндалины) могут составлять до 50–60% объема породы. Миндалины, размером от 2–3 до 7–8 мм, выполнены кальцитом и (или) цеолитами (ломонтит). В районе г. Петрос зеленовато-серые базальты содержат миндалины (10–20% объема породы), которые заполнены от периферии к центру хлоритом–халцедоном. Встречены метадолериты гипабиссальных фаций (правый борт р. Кевелив) и метагаббро (верховья р. Богдан). Структура вулканитов основного и среднего состава порфировая и афировая. Порфировые вкрапленники размером 1–3 мм по длинной оси, представлены плагиоклазом An_{45-30} [2]. Плагиоклаз пелитизирован и сосюритизирован. Иногда во вкрапленниках фиксируются мелкие зерна моноклинного пироксена, реже роговой обманки и оливина. Структура основной массы базальтов преимущественно спилитовая, встречается пилотакситовая, интерсертальная, гиалопилитовая.

Трахиты и трахидациты р. Тростянец – порфировые. Вкрапленники составляют до 15–25 % породы. Их размер по длинной оси варьирует от 2 до 15 мм, по короткой оси – от 2 до 5 мм. Вкрапленники представлены сильно измененным плагиоклазом и единичными зернами кварца. По плагиоклазу развивается калиевый полевой шпат, который часто образует антипертитовые прорастания. Основная масса пород имеет трахитовую структуру и сложена игольчатыми и лейстоподобными кристаллами калиевого полевого шпата, ориентированными в одном направлении. Трахиты пропитаны рудным минералом (оксидами железа), составляющими до 10–20 % объема породы. Он образует точки, неправильные таблички, гнездовидные формы.

Карбонатные породы представлены несколькими литологическими и фациальными типами. Широко развиты биогенные известняки. Встречаются пелитоморфные, обломочные, пелитоморфно-органогенно-хемогенные разности. Контакты карбонатных пород с вулканитами наблюдаются как «горячие», так и холодные. Карбонатный материал является цементирующим для туфов. Серые, розовые, коричневые карбонатные породы могут образовывать маломощные линзовидные прослои среди разных частей разреза

вулканитов. Они содержат тонкораспыленные оксиды железа (до 60 %) и примеси вулканокластического материала.

Для анализа петрохимических параметров вулканитов были использованы оригинальные и опубликованные материалы [2, 3]. Мы обращали внимание на петрохимические отличия вулканитов бассейна р. Тростянец и г. Петрос.

На бинарной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ вулканиты р. Тростянец образуют рои в полях щелочных пикритов, щелочных базальтоидов, трахитов. Вулканиты г. Петрос на диаграмме распространены в полях развития щелочных пикритов, щелочных базальтоидов, трахибазальтов, трахиандезитов, базальтов, андезибазальтов, андезитов. Породы р. Тростянец, в целом, имеют большую щелочность, чем вулканиты г. Петрос.

Вулканиты р. Тростянец и г. Петрос различаются также по калий-натровым соотношениям. Вулканиты р. Тростянец принадлежат калиевой и калий-натровой сериям, тогда как породы г. Петрос концентрируются в поле развития натровой серии. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ вулканиты г. Петрос находятся преимущественно в поле развития натровых пород срединно-океанических хребтов.

По глиноземистости разницы между группами пород, которые анализируются, практически нет. Все вулканиты являются преимущественно высокоглиноземистыми породами, встречаются умеренноглиноземистые или очень высокоглиноземистые.

На треугольной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ хорошо прослеживается петрохимическая разница между вулканитами р. Тростянец и г. Петрос. Узкое длинное поле развития фигуративных точек вулканитов г. Петрос прилегает к стороне треугольника $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$, в пределах относительного количества K_2O от 0 до 7 %. Тренд этого поля параллелен к стороне треугольника $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$. При увеличении относительного количества натрия в породах г. Петрос уменьшается количество кальция, и наоборот, при практически неизменном количестве калия. Фигуративные точки вулканитов р. Тростянец развиты в пределах относительных количеств K_2O от 8 до 33% в широких вариациях количеств кальция и натрия. Для этой группы можно выделить несколько концентраций фигуративных точек. Тренды этих сгущений размещены почти параллельно к стороне треугольника $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$. Таким образом, при вариациях содержания кальция и калия содержание натрия в породах практично не меняется. Тренды этих роев образуют угол 45° к тренду поля развития фигуративных точек пород г. Петрос. Обобщенный тренд поля фигуративных точек р. Тростянец образует меньший угол с вулканитами г. Петрос. Тренд трахитов параллелен тренду вулканитов г. Петрос.

Для геодинамического анализа вулканитов тростянецкого комплекса использованы как диаграммы, которые рассматривались предшественниками [4, 5], так и те, которые ими не использовались.

На диаграммах $3\times\text{K}_2\text{O}-0,9\times\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ фигуративные точки вулканитов тростянецкого комплекса попадают в поля развития энсиалических и энсиматических (в том числе, срединно-океанических хребтов) образований. На диаграмме $10\times\text{MnO}-\text{TiO}_2-10\times\text{P}_2\text{O}_5$ фигуративные точки р. Тростянец находятся в поле пород щелочных базальтов океанических островов, точки г. Петрос локализируются в поле известково-щелочных базальтов и менее – в поле толеитов островных дуг. На диаграмме $\text{TiO}_2-\text{al}[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})]$ вулканиты р. Тростянец локализируются в поле эпиорогенных континентальных рифтов. Трахиты образуют рои вблизи составов базальтов активных окраин андийского типа и частично островных дуг. Базальты г. Петрос группируются в рой, который перекрывается полями островных дуг, срединно-океанических хребтов и эпиорогенных континентальных рифтов. Результаты кластерного анализа свидетельствуют, что среди образований тростянецкого комплекса есть две породные ассоциации, которые характеризуются разными трендами дифференциаций. Это

трахиты и базальтоиды. Отчетливо устанавливается, что одна из групп вулканитов г. Петрос тяготеет к трахитам, другая – к базальтам и андезибазальтам р. Тростянец. Факторный анализ дает возможность выделить две группы вулканитов на г. Петрос и две группы – в районе р. Тростянец. Одна из групп вулканитов г. Петрос генетически близка трахитам, другая – базальтоидам р. Тростянец.

В результате, можно сделать заключение о том, что в тростянецком комплексе выделяются два формационных типа вулканитов: базальт-трахитовая натрий-калиевая (бимодальная дифференцированная, включающая щелочные и субщелочные базальтоиды-трахидациты) и субщелочно-базальтоидно калий-натровая (слабо дифференцированная, состоящая из субщелочных базальтоидов, трахиандезитов).

Анализируя петро-геохимические данные тростянецких вулканитов, мы обратили внимание на то, что кроме названных формационных типов выделяется ассоциация с характеристиками андезитов и андезибазальтов с повышенной щелочностью (калиевоcтью), высокой глиноземистостью, умеренной и повышенной магниальностью (4, 98–7,11%), высоким содержанием титана ($>1,5$) и фосфора (0,61–0,71). Эти вулканиты обогащены крупнокатионными компонентами (K, Rb, Ba, Sr). В высокоглиноземистых разностях Al_2O_3 (16–17 %) характеризуется более низкими содержаниями, при этом Ni (< 28 –46 г/т), TiO_2 (1–2%), высокие Ni/Co (>1). В вулканитах намечается антидромная последовательность базальтовых ассоциаций субщелочных и щелочных типов. Названные петро- и геохимические характеристики вулканитов делают их близкими к параметрам адакитов [4, 5, 7].

Современный адакитовый вулканизм сейчас фиксируется во многих субдукционных структурах. В частности, он известен на западное побережье Северной и Южной Америки, на Камчатке [4,7]. Адакиты встречаются в нескольких вариантах геодинамических обстановок. В каждой из них подчеркивается неотъемлемое влияние на формирование адакитов подъема астеносферного вещества, в том числе в условиях субдукционного окна (слэб-виндоу), перескока зон субдукции, зон поперечных разломов [4, 6]. Это магматизм близкий к внутримантийному геохимическому типу с проявлением щелочно-базальтовых магм.

Изучая геологическое положение вулканитов тростянецкого комплекса в целом, и их фрагментов в бассейне р. Тростянец, в частности, мы не исключаем, что на относительно короткий период (в поздней юре – в начале мела) на границе микроплит (террейнов) Алькапа и Тиссия-Дакия могли возникнуть условия слэб-виндоу. Они могли контролироваться Срединновенгерской (Загреб-Кулчский) шовной зоной, которая имеет сдвиговую природу [1]. Трансляционные процессы с адакитовым магматизмом происходили близко одновременно с откатом субдуктирующей океанической плиты (слэба), которая погружалась под Тиссию-Дакию. Откат слэба мог быть вызван снижением скорости и вектора его движения. Эти события вызвали в его фронтальной части вращательный момент, приведший к увеличению угла наклона слэба, растяжению и активизации ранее существовавших сдвиговых зон глубокого заложения. В результате отката субдукционного слэба оформилась Примармарошская сутура и мел-палеогеновая аккреционная призма [1], одним из элементов которой является Поркулецкая структурно-фациальная единица, в состав которой входит тростянецкая толща.

В заключение, подведем итоги. Вулканиты тростянецкого комплекса состоят из трех формационных типов. В бассейне р.Тростянец вулканиты имеют характеристики базальт-трахитовой натрий-калиевой формации трахибазальтового изоморфного ряда. В районе г.Петрос вулканиты имеют параметры, которые позволяют их отнести к щелочно-базальтоидно калий-натровой формации того же изоморфного ряда. Среди тростянецкого комплекса (преимущественно в бассейне р. Тростянец) установлены вулканиты, которые

имеют адакитовые характеристики. Это факт, а также структурные и седиментационные особенности толщ района позволяют нам акцентировать внимание на том, в юго-восточной части Украинских Карпат в поздней юре - раннем мелу происходили магматические процессы, которые современные исследователи [6,7] относят к магматизму скольжения литосферных плит или связываю с перескоком (джампингом) зоны субдукции.

Литература

1. Гнилко О. М. // Геодинаміка. Львів: Видавництво Львівської політехніки, 2011. № 1 (10). С. 47–57. 2. Тектоно-магматическая эволюция Карпат / Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др. К.: Наук. думка, 1995. – 132 с. 3. Ступка О.О. // Геологія і геохімія горючих копалин. 2001. №3. С. 70–75. 4. Авдейко Г.П., Палуева А.А. // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С.164–167 5. Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1553–1564. 6. Ханчук А.И., Голозубов В.В. // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345. 7. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С.45–49

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ

В.А.Глебовицкий¹, И.С.Седова²

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, glev_vik@pochta.tvoe.tv;

²Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург)

Под ультраметаморфизмом мы понимаем высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации, сопровождающийся метасоматическими преобразованиями субстрата в породы, приближающиеся к гранитоидному составу под влиянием высокотемпературных флюидных потоков, парциальным (анатектическим) плавлением, приводящим в крайнем проявлении к диатексису и образованию магматических очагов. Таким образом, ультраметаморфизм объединяет три процесса: инфильтрационный метасоматоз, вызывающий гранитизацию, формирование небулитов, анатексис и диатексис, в результате которых формируются полосчатые (stromatic) и ветвистые (network) полимigmatиты с лейкосомами нескольких генераций и полусогласные тела гранитоидов. Процессы анатексиса и метасоматоза находятся в различных временных соотношениях. При развитии первого на ранних этапах формируются полимigmatиты [1].

Установлены определенные закономерности в развитии мигматитов, которые выдерживаются для зон ультраметаморфизма, изученных в Северном Приладожье [2], Беломорском поясе на Балтийском щите, в эльгаканском комплексе в Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО), на ее границе с Алданским щитом, в супракрустальных и плутонических комплексах западной части Алданского гранулитового ареала. Так, ранние генерации Lc1-2 образуют тонкополосчатые мигматиты, их количество не превышает 20%. Они пересекаются зонами сдвиговых деформаций (shear zones), заполненными Lc3 (ветвистые мигматиты), переходящими в параавтохтонные гранитоиды. Эти лейкосомы рассматриваются как результат диатексиса, или практически полного плавления пород в локальных зонах сдвиговых деформаций, что достаточно хорошо согласуется с интерпретацией подобных образований многими исследователями [3, 4, 5, 6]. Результатом диатексиса является формирование и более поздних обособленных тел гранодиоритов и тоналитов, которые пользуются достаточно широким распространением в зоне высокоградного метаморфизма (верхи амфиболитовой и гранулитовая фация) Затем следует новый этап мигматитообразования – возникают грубополосчатые мигматиты с

лейкосомами Lc4,5,6, количество которых в отдельных зонах достигает 40-70%, так что возникают мигматитовые поля, где остаются лишь редкие остатки пород субстрата. Эти мигматиты накладываются на рои деформированных даек среднего и основного состава, которые секут лейкосомы ранних генераций. Пятая и шестая генерации лейкосом (Lc₅ и Lc₆) представляет собой серию жил разной мощности, секущих все более ранние образования. Цикл гранитообразования завершается формированием гранитов нормального ряда. Картина усложняется в ранние или в заключительные стадии, когда происходит гранитизация с формированием тeneвых мигматитов, или небулитов. В случае наложения нового цикла на предыдущий последовательность гранитообразования «упрощается», так как процессы инфильтрационной гранитизации, анатексиса и диатексиса очень сближены и практически не различимыми становятся их производные.

На основании многих определений возраста цирконов TIMS и SIMS методами было установлено, что в свекофеннидах (Северное Приладожье) весь цикл гранитообразования укладывается в интервал времени 25-30 млн. лет. Датирование пиковой стадии по цирконам подтверждается параллельными измерениями монацита и силлиманита. В Беломорском поясе, в ДССО, на Алданском щите полимигматиты отражают более длительную эволюцию в течение двух и более циклов. Так, в Беломорье развиты полосы и поля трондьемитогнейсов (Lc1), возникшие при объемном замещении тоналитов и базитов, Lc₂ образующие серии субпараллельных жил, Lc3 концентрирующиеся в «shear» зонах. Грубопослойные мигматиты с Lc4 отделены от поздних лейкосом Lc5 внедрением тел лерцолитов и габбро-норитов (друзитов), возраст которых 2.45 млрд. лет. Возраст самих диатектитовых лейкосом Lc5, определенный локальным методом, - 1875 млн. лет. Что касается ранней последовательности, то она ограничена не только возрастом друзитов, но и прямым датированием диатектитов Lc3 - 2.68 млрд. лет и определением возраста изверженного протолита тоналитовых гнейсов - 2.74 млрд. лет. Возраст гранулитов (2.70-2.72 млрд. лет) Беломорского пояса близок к возрасту этого протолита.

В процессе гранитизации и мигматизации наблюдаются две крайние геохимические тенденции: натриевая и калиевая и одна, K-Na, промежуточная. Первая из них проявлена в становом комплексе только в зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро Становой складчатой области, вторая в Нимнырском блоке Алданского щита. K-Na тенденция имеет место в архейских процессах ультраметаморфизма Беломорского пояса, эльгаканском комплексе ДССО и в свекафеннидах С.Приладожье. В связи с этим предлагается выделение трех геохимических типов ультраметаморфизма, которые отличаются друг от друга поведением щелочей и ряда малых элементов, что особенно проявлено в автохтонных образованиях. Так, если в Na типе происходит относительно субстрата обеднение их K, Rb, Nb, Ta, Zr, Y, REE, Th, U и накопление Na, то в K типе - обогащение этими элементами при уменьшении в обоих типах мафических элементов и возрастании концентрации Si, Ba (табл.). Эти закономерности сохраняются в той или иной мере и в соответствующих анатектитах и диатектитах. В результате при ультраметаморфизме K типа формируются гранитоиды (чарнокито- и гранитогнейсы, чарнокиты и граниты) обогащенные Rb, Zr, Nb, Ta, Pb, Th, U, REE, Co, Cr, V и обедненные Ba, Sr, Ni по сравнению с разновидностями, сформированными при ультраметаморфизме Na типа. Причина состоит в особенностях геохимии флюидных потоков, состав которых определяется тектоническим режимом и составом пород, через которые он проходит, температура определяет степень его дифференциации.

В лейкосомах мигматитов, обязанных парциальному плавлению, важным фактором является характер реститообразования, что связано с предпочтительной концентрацией ряда элементов в минералах реститов, главным образом в гранатах, амфиболах, биотитах и пироксенах. Ответственными за поведение элементов в данном случае являются РТ

параметры, K_D минерал-расплав, характер субстрата и состав флюида. Анализ составов пород протолита и последовательно развивающихся автохтонных гранитоидов показывает, что они обогащены SiO_2 и Na_2O , иногда K_2O и обеднены TiO_2 , FeO , MgO , CaO , причем степень этого обеднения возрастает к моменту появления продуктов парциального плавления – лейкосом Lc_{1-2} , Lc_4 . Диатектиты (Lc_3) либо занимают промежуточное положение между трондьемитогнейсами и гнейсами протолита, так как они являются результатом плавления тех и других, либо при продолжающихся процессах метасоматоза, сопровождающих диатексис, как при образовании $ch1$ в Нимнырском блоке, обедняются REE, Y, Nb, Ta. При вторичном диатексисе закономерности иные (табл., $ch2$). При формировании ранних чарнокитов ($ch1$) по чарнокитогнейсам происходит наряду с уменьшением количества Fe^* , Mg, Ca, параллельное уменьшение содержаний Cr, V, Co, Ni, MREE и HREE на фоне возрастания Si, K, Ba. Поздние чарнокиты ($ch2$) в изученных нами случаях также возникают за счет чарнокитогнейсов. Направленность изменений концентраций для многих элементов такая же, как и при образовании ранних чарнокитов (таблица), причем степень их изменения при образовании чарнокитов $ch1$ и $ch2$ для таких элементов как Si, Ti, Al, Ca, Na, V, Cr, Ni, Zr, Ta практически одинакова, тогда как для других, а именно для Ga, Rb, Sr, Nb, Ba, U, особенно Y и Th, степень преобразования состава исходных чарнокитогнейсов более существенна, когда формируются $ch1$.

Таблица

Средние содержания оксидов (%) и малых элементов (ppm) в сериях гранитообразования

Ультраметаморфизм:	На типа			К тип			
Породы	gn,sch	trdgn	trd	gn,sch	chgn	ch1	ch2
SiO_2	63.95	68.20	73.80	61.53	69.06	70.70	70.55
$TiO_2(Mg,Fe)O$	9.66	2.18	1.79	5.18	2.99	3.48	2.70
CoNiVCr	248.4	67.2	66.4	279.9	98.6	45.6	50.2
K_2O	2.60	1.72	1.51	1.76	4.70	5.52	5.61
Na_2O	3.67	4.52	4.60	4.04	3.48	3.36	3.23
Rb	80.4	26.3	27.9	89.2	169	151	185
Sr	376	352	421	243	211	193	220
Ba	1145	1473	1460	455	960	1144	970
LREE	111.3	45.6	71.0	164.7	308	192	567
MREE	16.1	2.33	2.20	1.22	25.1	10.2	31.1
HREE	3.3	0.23	0.18	7.3	4.1	1.32	2.25
Y	17.1	0.98	0.87	28.9	21.2	6.0	17.3
Nb	30.3	2.03	16.5	17.9	17.7	9.9	12.6
Ta	4.03	0.16	0.61	0.88	1.56	0.22	0.33
Zr	205	157	75.4	205	248	265	290
Th	1.96	0.32	0.32	8.31	32.3	32.4	68.6
U	3.66	0.28	0.15	1.47	2.42	1.70	2.26
K/Rb	268	590	449	292	261	321	257
Th/U	0.73	2.60	0.93	6.84	14.7	18.2	34.8
Eu/Eu*	0.84	2.17	2.10	0.91	0.83	1.49	0.52
La_N/Yb_N	14	119	242	10	56	84	157

В то же время направленность изменения Rb, Sr, LREE и из MREE Sm, Gd, Tb, Dy в двух группах чарнокитов относительно $chgn$ явно противоположная. Прослеживается

значимое обеднение этими элементами ch1 и их накопление при формировании ch2. Разнонаправлено ведут себя и средние значения таких отношений как K/Ba, K/Rb, Ba/Rb, Ba/Sr, Zr/Nd, Eu/Eu*, Sr/Y. Приведенный материал свидетельствует о том, что при формировании ранних чарнокитов имел место существенный вынос большинства элементов, который происходил параллельно с плавлением и мобилизацией чарнокитогнейсов, о чем свидетельствуют геологические соотношения пород. Принципиально в образовании поздних чарнокитов могли участвовать в качестве протолита все более ранние образования, в том числе анатектические мигматиты с лейкосомой Lc4 и ранние чарнокиты, но анализируемые нами образцы возникали за счет чарнокитогнейсов. Основным свойством их является близость к чарнокитогнейсам, более значительная, чем у ранних чарнокитов, исключая легкие и средние редкие земли. Они могли формироваться при 75-85 процентном плавлении чарнокитогнейсов в условиях открытой системы, что подтверждается для ряда малых элементов численным моделированием равновесного плавления (batch melting)

Итак, в процессе гранитизации независимо от состава и природы субстрата (протолита) всегда проявлена дебазификация, выражающаяся в выносе FeO*, MgO, CaO V, Cr, Co, Ni, (Al₂O₃ и TiO₂ инертны), и накопление литофильных элементов., особенно заметное по поведению Rb при калиевой гранитизации. Исключение составляет Na гранитизация, при которой происходит обеднение всеми малыми элементами, кроме Ba. Концентрации Ba и Sr зависят от состава субстрата. Высокозарядные элементы ведут себя по-разному. Zr (и Hf) всегда накапливаются при гранитизации, а Nb и Ta, вместе с HREE и Y – в зонах интенсивной K гранитизации в гранулитовой фации. Заметное накопление Th и U происходит при интенсивной K гранитизации, при этом Th обогащает гранитизированные породы в большей степени, чем U, независимо от типа процесса. При процессах парциального плавления продолжается дебазификация по отношению к главным элементам и происходит обеднение большинством малых элементов (за исключением Pb и Sr). Особенно интересно поведение Ta, Nb и Ti, которые образуют отрицательные аномалии на спайдердиаграммах, что, несомненно, свидетельствует о концентрации этих элементов в рестите, о фракционировании расплава, уходе его из зоны гранитизации и формировании коровых магматических очагов. Более интенсивно эти процессы развиты в диатектитах, причем в ряде случаев характерно незначительное увеличение концентрации мафических элементов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №12-05 00597.

Литература

1. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. / В.А.Глебовицкий, Т.Ф.Зингер, И.К.Козаков и др. Ред. Ф.П.Митрофанов. Наука. 1985. 310 с
2. Седова И.С., Глебовицкий В.А. // Известия Ан СССР. 1984. № 2. С. 46-60.
3. Brown M., D'Lemos R.S. // Precambrian Research. 1991. Vol. 51. № 1-4. P. 393-427.
4. Greenfield J.E., Clarke G.L., Bland M., Clarke D.J. // Journal of Metamorphic Geology. 1996. Vol.14. P. 413-426.
5. Milord I., Sawyer E.W., Brown M. // J. Petrology. 2001. V.42. № 3. P.487-505.
6. Sawyer E. W. // J. Petrology. 1998. V.39. № 6. P. 1147-1167.

РОЛЬ РОТАЦИОННО-ПЛЮМОВОГО РЕЖИМА В ФОРМИРОВАНИИ НЕОАРХЕЙСКИХ ГРАНИТОВ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

М.З. Глуховский¹, Т.Б. Баянова², М.И. Кузьмин³

(¹Геологический институт РАН, Москва, marat@ilran.ru; ²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, ³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск)

Ротационно-плюмовый режим — понятие, включающее сумму геологических процессов, которые действовали в раннем докембрии в условиях тектоники плюмов в переменных геодинамических условиях, вызванных колебаниями скорости осевого и чрезвычайно быстрого вращения ранней Земли под влиянием приливных сил близко расположенной Луны и астероидной бомбардировки планеты [1-3]. В результате этого в пределах критических широт $\pm 35^\circ$ [4] на фоне последней тяжелой бомбардировки Земли — ПТБ (3,90-3,85 млрд. лет), формировался субэкваториальный «горячий» пояс мантийных плюмов [3, 5]. Считают, что в зону экватора, благодаря «широтному эффекту» [1], упало порядка 40 крупных астероидов, образовавших кратеры размером до 1000-5000 км [6, 7]. В результате за счет реактивации мантийной конвекции и флюидно-метаморфогенного преобразования базитовой протокры на месте центров ударной трещиноватости, происходил рост сиалических ядер (нуклеаров) субэкваториального эпипермского суперконтинента Кенорленд [3, 5, 8]. Высокая скорость вращения ранней Земли способствовала господству в этом субэкваториальном поясе (вследствие полярного сжатия) геодинамических условий растяжения по субмеридиональным направлениям, сжатия и сдвига вдоль экватора [4]. Этот ротационно-плюмовый режим, который в архее и палеопротерозое так же сопровождался импактными событиями, мог определять соответствующую ориентировку архейских рифтогенных зеленокаменных трогов [3] (рис.) и связанных с ними гранитоидных массивов, а также оказывать влияние на последующие процессы магмообразования. Рассмотрим эту версию на примере неоархейских гранитоидов и палеопротерозойских анортозитов Алданского щита.

Массивы неоархейских очково-порфиробластических гранитоидов развиты в западной части Алданского щита. Здесь, в пределах Чарской кольцевой структуры диаметром 280 км обнажаются все структурно-вещественные комплексы раннего докембрия: от инфра – и супракрысталльных гранулит-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых образований палеоархей (3,4-3,2 млрд. лет) до автономных анортозитов Каларского массива (1,93 млрд. лет), рапакивиоподобных гранитов (1,86 млрд. лет) и анортозит-габбро-норитов Чинейского массива (1,85 млрд. лет). (Ссылки здесь и далее на первоисточники определений возраста пород и их изотопных характеристик см. в [2, 3]).

Очково-порфиробластические калий-натровые гранитоиды ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,09-0,30$), слагают сублинейные и протяженные (от 25 до 150 км) относительно узкие (10-40 км) массивы. Они трассируют тектонические зоны, располагающиеся между мезоархейскими (3,0-2,9 млрд. лет) зеленокаменными трогом. Один из таких петротипических массивов – Камкандинский, протягивается между Итчилякским и Олондинским трогам. Гранитоиды этого массива характеризуются: ϵ_{Nd} от – 4,7 до – 7,19; $T_{\text{ND}}(\text{DM}) = 3825-3479$ млн. лет и U-Pb-возрастом цирконов = 2735-2591 млн. лет [9]. Образование этих гранитоидов было связано с процессами калиевого метасоматоза и частичного плавления коры вдоль тектонической зоны. В пределах этой зоны расположены дуниты массива Красная горка (2774 $\pm$ 86 млн. лет) в Олондинском трог, лампроиты массива Угдуска (2732 $\pm$ 11 млн. лет) на р. Хани, Джалтуктинский массив очково-порфиробластических граносиенитов (2675 млн. лет) и

Алтуаль-Джелуйский массива субщелочных чарнокит-зндербитов (2623-2612 млн. лет), которые срезаются палеопротерозойскими анортозитами Каларского массива.

Судя по всему, в неоархее (после формирования мезоархейских рифтогенных прогибов) вся область Чарской кольцевой структуры стала ареной импульсивного массового внедрения пород мантийного происхождения. Представители первого импульса это ультрабазиты Красной горки, второго — лампроиты Угдуски и третьего — очково-порфиробластические К-гранитоиды Камкандинского и других подобных массивов. Эволюция этого процесса отражена в распределении РЗЭ в ряду: дуниты — лампроиты — К-гранитоиды [9]. По этим данным источником дунитов являлись изотопно-однородные долгоживущие мантийные резервуары, обедненные ЛРЗЭ — следствие удаления из недеференцированной мантии материала континентальной коры. Изотопные характеристики лампроитов свидетельствуют о большой глубине неистощенных или метасоматически обогащенных мантийных источников этих пород. По распределению РЗЭ они заметно дифференцированы — $(La/Yb)_N = 9,66$, что приближает их к К-гранитоидам — $(La/Yb)_N = 9,24-7,04$, отличающимся большим наклоном в сторону ТРЗЭ и Eu-истощением (0.53-0.29). Это объясняется замещением плагиоклазов микроклином и умеренным парциальным плавлением корового материала. Такой спектр РЗЭ (С.Р.Тейлор и С.М. Мак-Леннон, 1988) типичен для неоархейских (2.8-2.5 млрд. лет) К-гранитоидов гранит-зеленокаменных комплексов в самом конце их развития (предкенорлендский суперплюм [8, 9]). На дискриминационной диаграмме Nb-Y точки составов гранитоидов Камкандинского массива попадают в область внутриплитных гранитов и в поле аномальных рифтов или растяжения [9].

Таким образом, очково-порфиробластические К-гранитоиды генетически были связаны с обогащенным мантийным источником. Они формировались в неоархее, в тектонических условиях растяжения и сдвига на заключительной стадии этапа импульсивного плюм-тектонического режима в ходе корово-мантийного взаимодействия, завершившегося сжатием, сдвигом и консолидацией мезоархейских зеленокаменных трогов. Такой синхронный сопряженно-компенсационный режим, проявленный в едином концентрическом объеме земной коры (Чарская кольцевая структура), мог быть связан с подъемом мантийного плюма в условиях изменения ротационного режима.

Если учитывать время действия этого события то оно предшествовало масштабному процессу палеопротерозойского термотектогенеза (2,2-1,75 млрд. лет), совпадающего с проявлением предколумбийского суперплюма [8] и формирования анортозитов Алданского щита [2, 10]. Кроме известных крупных массивов анортозитов (Каларского и Джугджурской группы) и других мелких тел, к северу от щита под платформенным чехлом по геофизическим данным выделено еще четыре массива [11]. Все эти массивы с предполагаемым общим объемом $300 \times 10^3 \text{ км}^3$ локализованы во внешней зоне дуговых разломов Алдано-Станового сиалического ядра диаметром 1100 км, захватывающего и Чарскую кольцевую структуру. Они, по аналогии с Каларским массивом характеризуются плитообразной формой и центростремительной вергенцией. Каларский массив (Sm-Nd - возраст 1926 млн. лет) имеет коровое происхождение: $\epsilon_{Nd}(T) = -5 \text{ } -9$ при $T_{Nd}(DM) = 2574-2878$ млн. лет, но мантийные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения = 0,7028-0,7027. Сочетание коровых и мантийных изотопных меток указывает на связь автономных анортозитов с мантийным источником. С анортозитами связаны граниты, которые, отдалены от анортозитов, но комплементарны с ними по РЗЭ и близки по возрасту и изотопным показателям [2, 9, 10].

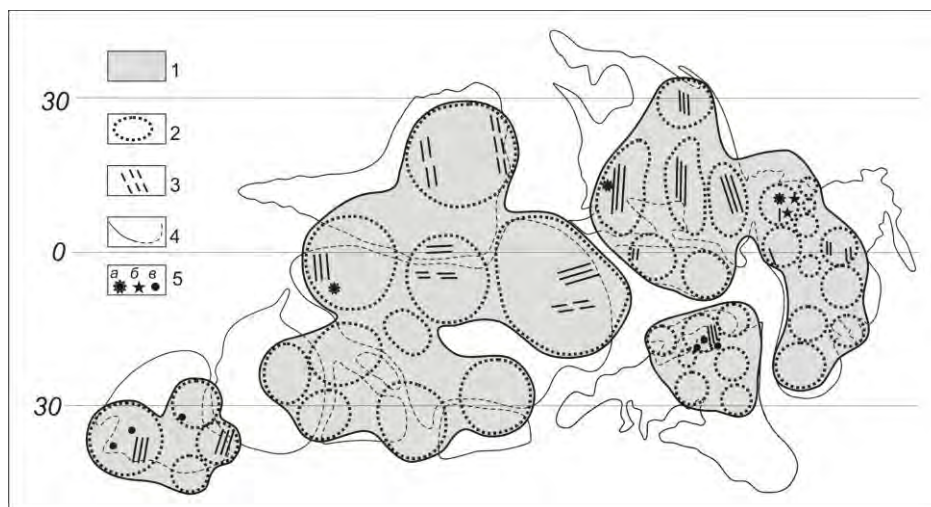


Рис. Реконструкция эпипротерозойского суперконтинента с центрами палеопротерозойских астроблем
1 – раннедокембрийские кратоны; 2 – сиалические ядра (нуклеары); 3 – простирание архейских зеленокаменных поясов; 4 – границы современных континентов; 5 – палеопротерозойские астроблемы а – крупные установленные и б – предполагаемые [3], в – прочие

Это массив субщелочных гранодиоритов Емеллели — 2007 млн. лет и аляскистовые граниты на р. Алдан — 1901 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -8.5$ и $T_{Nd}(DM) = 2,72$ млрд. лет, широко распространенные в гранулитогнейсовой области. Вблизи массивов анортозитов развиты граниты кодарского — 1876 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -6.5-8.3$, $T_{Nd}(DM) = 2,7-3,1$ млрд. лет и улканского — 1740 млн. лет комплексов.

Согласно экспериментальной модели Т.Х. Грина (1968), зарождение анортозитов было связано с масштабным частичным плавлением мантии и нижней континентальной коры и появлением исходного вещества кварцево-диоритового (андезитового) состава. Разделение этого вещества на гигантский объем плагиоклазового кумулата и легкоплавкую гранитную жидкость происходило при высоких температурах и давлении по механизму фильтр-прессинга. Все это, а также центрально-зональное размещение структурно-метаморфических областей Алданского щита (с гранулитогнейсовым ядром и амфиболито-гнейсовым окаймлением), массивов анортозитов и связанных с ними гранитоидов, согласуется с моделью плюм-тектоники. При этом проекция центра плюма на поверхность совпадает с местом наиболее древних гранитоидов Емеллели, отличающихся максимальной степенью комплементарности спектра РЗЭ по отношению к анортозитам. Подъем плюма и давление его головы привели, в итоге к формированию центрально-зональной структуры Алданского щита и к горизонтальному перемещению тектонических потоков с «анортозитовой кашей» из центра плюма в его периферийные области и ее внедрению в верхние горизонты коры по радиальной системе глубинных надвигов. След тектонических потоков определяется телами гранитов с постепенным их омоложением и падением степени РЗЭ - комплементарности от центра плюма в сторону периферийных плитообразных анортозитовых массивов, вергентных направлению потоков. Такое внедрение «анортозитовой каши» с высокими абразивными свойствами объясняет захват из пород верхней коры древних ксеногенных зерен цирконов (2670, 2620 млн. лет), как это наблюдается в Каларском массиве. Разный возраст анортозитов Каларского и Джугджурского массивов можно связать с пульсацией плюма или с неодинаковыми скоростями движения тектонических потоков: 5 и 2 см/год соответственно [2]. Подобный

механизм внедрения автономных анортозитов и связанных с ними пород нельзя считать универсальным. Это видно на примере Анабарского щита, где внедрения анортозитов связывается с импактным событием (см. доклад М.З.Глуховского и М.И. Кузьмина в настоящем сборнике). Вместе с тем процессы палеопротерозойского термотектогенеза с автономными массивами анортозитов и ассоциирующих с ними гранитов знаменуют этап перехода от тектоники плюмов к полномасштабной тектонике литосферных плит, в условиях которой (на посторогенной стадии) формировались более поздние (1600–1000 млн. лет) анортозиты и связанные с ними породы.

Таким образом, современная структура Алданского щита была сформирована в ротационно-плюмовом режиме в течение нескольких этапов: от палеоархея (стадия ПТБ) до палеопротерозоя — наиболее мощного, создавшего крупное Алдано-Становое сиалическое ядро (нуклеар). При этом неоархейские гранитоиды и палеопротерозойские автономные анортозиты, рассмотренные выше, относятся к комплексам-показателям двух из таких этапов, количество которых, судя по полихронным мафическим дайкам - индикаторам переменных режимов сжатия и растяжения, вызванных изменением скорости вращения Земли, могло достигать семи и более [2].

Литература

1. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
2. Глуховский М.З. // Геотектоника. 2009. № 3. С. 57–78.
3. Глуховский М.З. // Геофизические исследования. 2010. Т.3. № 11. С. 42–51
4. Стопас М.В. // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 225–285.
5. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
6. Светцов В.В., Шувалов В.В. // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 6. С. 812–814.
7. Тетерев А.Л. Немчинов И.В., Рудак Л.В. // Астрономический вестник. 2004. Т. 38. № 1. С. 43–52.
8. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3–23.
9. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. // Докл. РАН. 2012. Т. 443. №4. С. 473–481.
10. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. // Докл. РАН. 2011. Т.439. № 5. С. 651–659.
11. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск. ГУП НИПГ «Сахаполиграфиздат», 2005. 174 с.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ИМПАКТ-ТРИГГЕРНЫЙ И ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ПОСТИМПАКТНЫЙ МАГМАТИЗМ НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (КОТУЙКАНСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА)

М.З. Глуховский¹, М.И. Кузьмин²

(¹Геологический институт РАН, Москва, marat@ilran.ru; ²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск)

На севере Сибирской платформы путем дешифрирования космических снимков низкого и среднего разрешения, анализа гравитационного и магнитного полей, выявлена Котуйканская кольцевая структура (ККС) диаметром 250 км; координаты центра 79°03'с. ш. и 104°25'в.д. [1–3]. Восточный сегмент ККС охватывает юго-западный край Анабарского щита, а западный – прилегающую к нему область развития платформенного чехла (рис.). На щите широко развиты трещины и разломы, формирующие сопряженную систему дуговых и радиальных протяженных линеаментов, которые сходятся к центру ККС. Эта система линеаментов образует прямоугольно-блоковую кусковатость фундамента, природа которой, судя по иерархическому распределению блоков, связана с центром взрыва. На профиле МОВЗ видна деформация поверхности Мохо и наклоны сейсмических границ к центру ККС [4]. Все это соответствует мегаскопическим критериям крупного импактного события [5]. В пределах ККС развиты разного рода брекчии, деформированные конуса разрушения, зоны динамического трения, диаплектовые структуры в минералах метаморфических пород. Например, в биотит-гранатовых гнейсах наблюдаются такой показатель импактного

события как полосы смятия в биотите и деформированные кристаллы граната с включениями измененного уранинита возрастом 1963 ± 56 млн. лет (Pb-Pb и U-Pb - методы) [6].

В краевой части ККС располагаются два мощных (250-400 м) и протяженных (более 1 км) дайкоподобных тела псевдотрахитов с возрастными 1856 ± 58 и 1936 ± 30 (Sm-Nd - метод), а так же 1859 ± 140 и 1840 ± 110 (Rb-Sr- метод) млн. лет [3], близко совпадающими с выше упомянутым возрастом уранинита. Формирование тел псевдотрахитов такой мощности происходит за счет фрикционного плавления стенок трещин в породах верхней и нижней коры во время масштабных импактных событий. Отсюда следует, что Котуйканское импактное событие, которое произошло примерно 1900 ± 50 млн. лет тому назад сопровождалось плавлением стенок трещин архейского корового протолита – $T_{Nd} (DM) = 3031$ и 3099 млн. лет и $\epsilon_{Nd} = -9.6$ – -11.8 в условиях шокового вибрационного режима [3].

С целью подтверждения природы мощных тел псевдотрахитов, было проведено сравнение состава и содержаний редких элементов, а также распределения некогерентных элементов в парагенетической триаде: исходные (материнские) породы – продукты плавления (псевдотрахиты) – реститы [2].

При выборе материнских пород использованы два варианта составов. В первом – взяты неизменные меланократовые пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, подобные тем, которые встречаются вблизи тел псевдотрахитов и в виде включения в них. Во втором случае, полагая, что материнской породой может оказаться материал гетерогенной архейской континентальной коры, взят ее общий расчетный состав по С.Р. Тейлору и С.М. Мак-Леннону (1988 г.). Третий член парагенетической триады – рестит представлен средне-мелкозернистыми амфиболитами, которые в виде ксенолитов встречаются в псевдотрахитах. Предполагается, что амфиболиты были тектонически перемещены к поверхности вместе с псевдотрахитовым расплавом [2].

Полученные результаты свидетельствуют о том, что псевдотрахиты по петрохимии отвечают андезитам или диоритам. Они в сравнении с обоими типами материнских пород обогащены кремнеземом, щелочными и щелочноземельными элементами и имеют низкие содержания Ti, Fe, Mg и Ca при относительно равном количестве Al_2O_3 . Реститовые амфиболиты, характеризуются относительно более высокими содержаниями Fe, Mg, Cr, Co, Ni и пониженными количествами SiO_2 и щелочей. Как видно, в целом, все это сопоставимо с распределением главных и малых элементов по легкоплавким и реститовым фазам, которые образуются при зонной плавке метеоритов (по А.П.Виноградову, 1962 г.)

Распределение редкоземельных элементов в рассматриваемой петрогенетической триаде говорит о быстрой и низкой степени частичного плавления исходной породы с $La/Yb(N) = 4-4,5$ и суммой РЗЭ = 90-100. Расплав по сравнению с ней заметно обогащается РЗЭ (сумма 225-370) с преобладанием ЛРЗЭ: $La/Yb(N) = 14-20$, при незначительном обеднении тяжелыми РЗЭ. Содержания РЗЭ в выплавке комплементарно их количеству в рестите с $La/Yb(N) = 2$ при сумме РЗЭ = 86. Кроме того, псевдотрахиты по сравнению с материнскими породами и реститом характеризуются положительными аномалиями Ba, Th и Pb и отрицательными - Nb и Ta. Все это типично для средней континентальной коры и для пород известково-щелочной серии систем островных дуг и активных континентальных окраин, образующихся в зонах субдукции в условиях сжатия.

Очевидно, что и геохимические характеристики палеопротерозойских псевдотрахитов определяются особенностями их генезиса. Они образовались в результате частичного плавления архейской коры в условиях быстрой смены режимов сжатия и растяжения, в специфической вибрационной обстановке высокоэнергетического импактного события. Следовательно, решение вопроса о геодинамической природе пород определенного геохимического типа, следует принимать с учетом анализа всех структурно-геологических,

тектонических, морфологических и других факторов. Быстрота этих знакопеременных движений отражена в близких значениях времени закрытия Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в интервале 1900 ± 50 млн. лет. Это отвечает соответственно возрастам генерации расплавов и завершающего метаморфизма, протекавшего в условиях давления и температур амфиболитовой фации.

Внутри ККС располагаются два морфоструктурных куполовидных поднятия: Котуйканское и Маганское с телами анортозитов (рис).

Анортозиты по всем внешним признакам были выжаты из глубин в пластичном состоянии после удара. Об этом свидетельствуют их обтекаемая сигарообразная форма, скорлуповатая отдельность и отсутствие следов кусковатости и разрушения ударно деформированной окружающей рамы. Анортозиты формировались в нижней коре в условиях гранулитовой фации 2.55 млрд. лет назад, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -2.6$. Однако, возраст их метаморфизма в амфиболитовой фации — 1970 млн. лет [7] отвечает времени импактного события. По всей видимости, выжимание «анортозитовой каши» в верхние горизонты коры и их метаморфизм происходили после шокового дробления субстрата, вызванного ударом крупного астероида. В это время Сибирская платформа входила в состав эпиархейского суперконтинента Кенорленд [8] и находилась в «горячем» субэкваториальном поясе мантийных плюмов ранней Земли [1].

Котуйканское импактное событие совпало с масштабной астероидной атакой Земли в палеопротерозое (см. рис. в докладе М.З. Глуховского, Т.Б. Баяновой и М.И. Кузьмина в настоящем сборнике). Прямые свидетельства этой импактной фазы сохранились одна в Южной Африке (Вредефорт), одна в Северной Америке (Садбери) и по три на Балтийском щите и в Австралии [1, 5].

Надо думать, что это не случайное явление. Подсчитано, что энергия только одного удара типа Вредефорт и Садбери, а так же соизмеримого с ними Котуйканского, если судить по размерам кратера — 250 км и 40-50 метровой глубине деформированной поверхности Мохо варьировала от $2 \cdot 10^{22}$ до $4 \cdot 10^{23}$ Дж. [5]. Эти события могли способствовать импактно-триггерной активизации мантии, возрождению суперплюма и, отсюда, распаду субэкваториального эпиархейского суперконтинента Кенорланд и переходу к суперконтиненту Колумбия [8]. В этот период в результате действия суперплюма, в зоне геодинамического влияния ККС происходило внедрение гигантского мезопротерозойского роя даек долеритов (1730-1503 млн. лет) [9], который контролировался радиальными разломами ККС и возрожденным центром мантийного плюма. Как видно (рис.) центр дайкового роя совпадает с центром ККС.

В фанерозое внутренняя область ККС служила ареной девон-каменноугольного и триас-юрского мантийного магматизма. Это Харамайское кимберлитовое поле и ультраосновные-щелочные породы Меймеча-Котуйской провинции (рис). Считают, что формирование этой магматической провинции было связано с прохождением Сибирской платформы над Исландской горячей точкой [8]. В итоге область высокой магматической проницаемости, созданная в палеопротерозое в результате масштабного импактного события, в фанерозое оказалась в центре действия долгоживущего мантийного плюма и была насыщена продуктами мантийного происхождения, которые, как и более древние магматические образования, контролируются разрывными структурами импактно-деформированной литосферы.

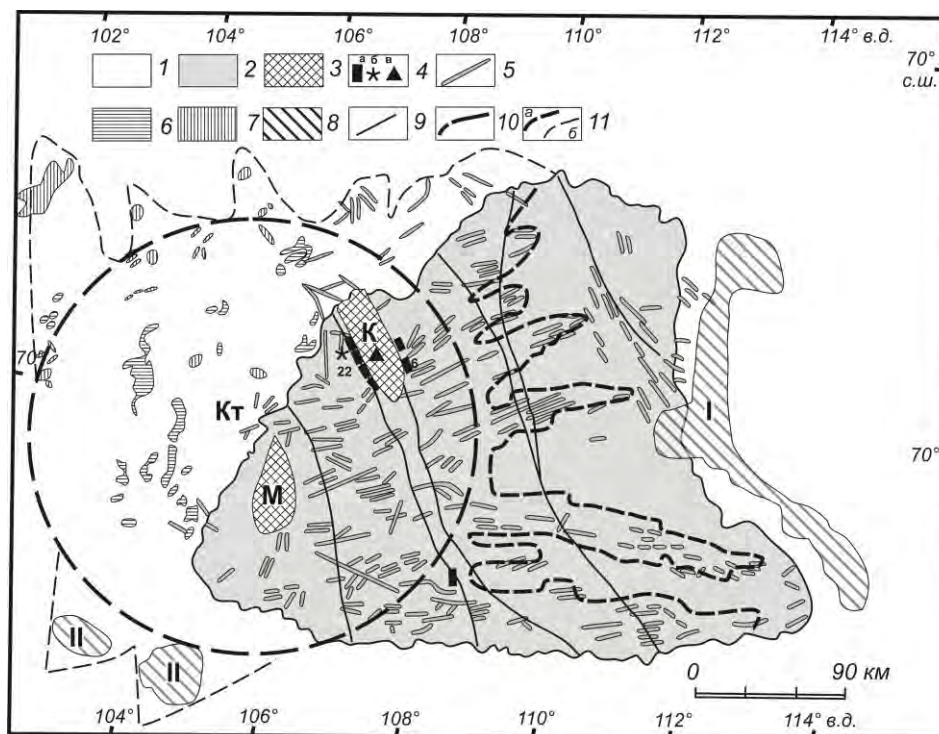


Рис. Котуйканская кольцевая структура и расположение полихронных магматических комплексов в районе Анабарского щита и его окрестностей.

1, 2 – нерасчлененные образования: 1 – платформенного чехла и 2 – Анабарского щита; 3 – купола с анортозитами: К – Котуйканский, М – Маганский; 4 – места находок: а – псевдотахилитов (№№ точек опробывания 6 и 22), б – пород с полосами смятия в биотите, в – конусов разрушения; 5 – дайки долеритов мезопротерозоя; 6 – габбро-диабазы триаса; 7 – ультраосновные щелочные интрузивы триаса; 8 – поля кимберлитов: триасово-юрских (I) и девано-каменноугольных (II); 9 – древние зоны разломов; 10, 11 – условные границы: 10 – Котуйканской кольцевой структуры (Kt) и 11 – связанных с ней полей повышенной трещиноватости (а – по данным компьютерной обработки линеаментных сетей, б – предполагаемые, скрытые под платформенным чехлом).

Литература

1. Глуховский М.З. // Геофизические исследования. 2010. Т.3. № 11. С. 42-51
2. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. // Докл. РАН. 2010. Т.431. № 5. С. 662-667.
3. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баженова Г.И. и др. // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 4. С. 513-518.
4. Костюченко С. Л. // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 125-135.
5. The Earth Impact Database // <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>
6. Ларичев А.И., Мацак М.С., Старосельцев К. В. и др. // Региональная геология и металлогения. 2008. № 34. С. 92-102.
7. Розен О.М., Журавлёв Д.З., Суханов М.К. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С.163-180.
8. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3-23.
9. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж. А.Б., Пучков В.Н. и др. // Материалы XLI Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС. 2008. С. 492-495.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КСЕНОЛИТОВ И АВТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО НЕККА ИГНОЙЛЬСКОЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПОСТРОЙКИ (Ц. КАРЕЛИЯ)

М.А. Гоголев

(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, mag-333@mail.ru)

Игнойльская палеовулканическая постройка расположена в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ВСЗП) Карельского кратона. Она является фрагментом мезоархейской островодужной системы, возраст слагающих ее андезитов - 2995 ± 20 млн. лет [1]. На современном эрозионном срезе в центральной части структуры выделен хорошо сохранившийся фрагмент центрального андезитового некка и окружающее его поле прижерловых лавовых и пирокластических пород. По геохимическому составу породы постройки принадлежат к адакитовой серии и характеризуются следующими содержаниями: SiO_2 - 54,35-76,75 мас. %, Na_2O - 3,83-4,70 мас. %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - 0,3-0,44, MgO - 1,5-4 мас. %, Sr и Ba около 450 г/т и 500 г/т, соответственно и высокими Sr/Y отношением (>20) при Y - менее 18 г/т [2].

В центральном некке палеопостройки выявлены включения: автолиты и ксенолиты, которые имеют контрастные геохимические характеристики. Их изучение может дать прямую информацию о составе и строении мезоархейской литосферы кратона, а также о процессах, происходящих в корово-мантийной системе.

По петрографическим особенностям выделены следующие разновидности включений: андезиты (автолиты), пироксениты, рудные, метасоматизированные и неизмененные габброиды и анортозиты. Среди них по содержанию главных элементов автолиты оказались подобными вмещающим породам, а среди ксенолитов выделены следующие группы. Пироксениты ($\text{SiO}_2 = 40$ вес.%, $F = 0.73 \pm 0.02$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6$ вес.%) имеют панидиоморфнозернистую микроструктуру, главные минералы в основном представлены магнезиальной роговой обманкой. Роговообманковое габбро ($\text{SiO}_2 = 48 \pm 2$ вес.%, $F = 0.50 \pm 0.01$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8 \pm 2$ вес.%) характеризуется аллотриоморфнозернистой микроструктурой, главные минералы: амфиболы (роговая обманка, тремолит-актинолит), биотит и плагиоклаз. Биотитизированные, эпидотизированные и амфиболитизированные габброиды ($\text{SiO}_2 = 45 \pm 5$ вес.%, $F = 0.7 \pm 0.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17 \pm 2$ вес.%) отличаются широким развитием вторичных амфиболов тремолит-актинолитового ряда, биотита, эпидота и в отдельных участках карбоната. Рудные габброиды ($\text{SiO}_2 = 30 \pm 10$ вес.%, $F = 0.8 \pm 0.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4 \pm 1$ вес.%) характеризуются высоким содержанием рудной компоненты: 50-80% (титаномагнетит, ильменит и сульфиды железа). Анортозиты ($\text{SiO}_2 = 53 \pm 2$ вес.%, $F = 0.6 \pm 0.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18 \pm 3$ вес.%) сложены в основном альбитизированным основным плагиоклазом.

При анализе содержания микроэлементов в автолитах и ксенолитах было установлено, что включения разделяются на следующие геохимические типы (рис. 1, А, В, С, D, E). Ксенолиты в области линии А характеризуются фракционированным спектром распределения РЗЭ и по сравнению с адакитами сильно обеднены всеми РЗЭ, а также имеют положительные Sr и Eu аномалии, а для габброидов в этой области характерна положительная аномалия по Ti. Ксенолит габбро К-18 отличается от пород на кривой А нефракционированным спектром в области тяжелых РЗЭ. Включения в области линии В имеют тренд распределения микроэлементов подобный адакитам, за исключением отрицательных аномалий по Zr, Hf, Th и положительной Ti аномалией. Образцы в области линии С имеют тренд подобный образцам в области кривой В, за исключением более сильного фракционированного спектра в области тяжелых РЗЭ. Образцы в области линии D в отличие от адакитов имеют нефракционированный спектр в области легких РЗЭ и

отрицательную аномалию по Th. Породы на линии Е имеют характеристики подобные вмещающим их адакитам.

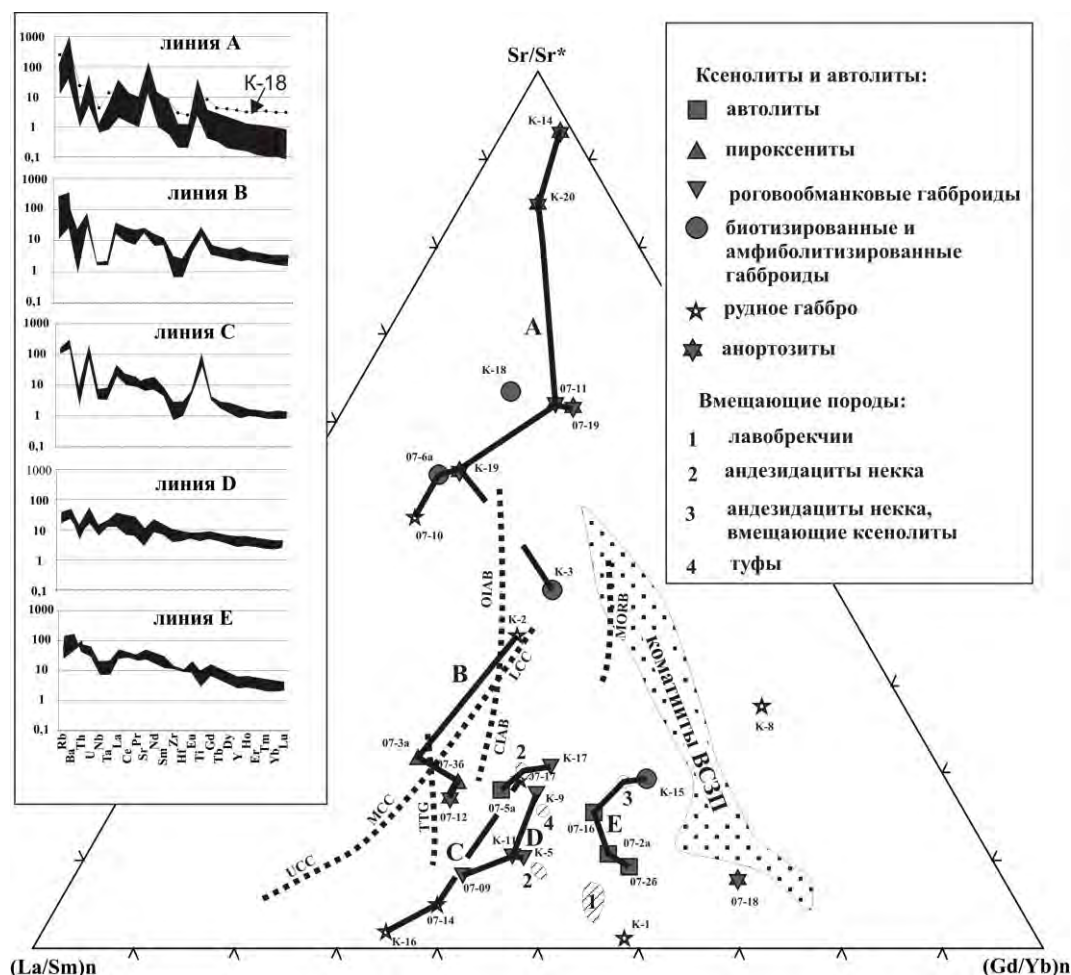


Рис. 1 Тройная диаграмма $Sr/Sr^* - (La/Sm)_n - (Gd/Yb)_n$ для пород центрального некка, автолитов и ксенолитов Игнойского палеовулкана, коматиитов ВСЗП и для нижней, средней и верхней коры (LCC, MCC и UCC, соответственно), MORB (срединно-океанические базальты), OIAB (океанические базальты островных дуг), CIAV (континентальные базальты островных дуг) и TTG (комплекс тоналит-гранодиорит) [3]. Составы включений (определены методом ICP MS) на мультиэлементных диаграммах нормированы на состав примитивной мантии [4].

Различная петрографическая и геохимическая характеристика изучаемых включений центрального некка Игнойской постройки позволяет судить о разноглубинном источнике их формирования. Ксенолиты анортозитов и метасоматизированных габброидов были захвачены адакитовым расплавом из верхней континентальной коры. Включения пироксенитов предположительно представляют реститы фракционной кристаллизации адакитового расплава, либо выплавились из промежуточной камеры, которая не имеет отношения к вмещающим их породам некка. Большинство образцов рудного габбро имеют отношение к реститовой фазе первичных адакитовых расплавов. Неизмененные габброиды

вероятнее всего генетически не связаны с адакитовыми расплавами и захвачены предположительно на границе кора-мантия. Автолиты и биотитизированное габбро представляют собой по кремнекислотности более основные фрагменты адакитовых выплавов.

Таким образом, большинство включений генетически связаны с вмещающими их адакитами Игнойльского палеовулкана и могут характеризовать условия магмогенерации в режиме субдукции во время развития мезоархейской конвергентной системы.

Литература

1. *Сергеев С.А.* Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс. ... канд. г.-м. н.. 1989. 24 с. 2. *Светов С.А.* // ДАН. 2003. Т. 388, № 5, С. 664-668. 3. *Rudnick R. L. and Gao S.* // Treatise of geochemistry. Elsevier, 2003. P. 593-659. 4. *McDonough W.F.* // Chemical Geology, 1995. V. 120. P. 223-253.

I – ГРАНИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

И.И. Голубева, Л.В. Махлаев

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, iigolubeva@geo.komisc.ru)

Граниты относящиеся к I-типу по классификации Б. Чаппела и А. Уайта формируются за счет ортометаморфитов, преимущественно метабазитов. Гранитоиды подобного типа широко развиты на Полярном Урале, где выделяется Харбейский антиклинорий, представляющий собой выступ докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. В центральной части антиклинория расположен высокометаморфизованный гнейсоамфиболитовый харбейский комплекс, в основании которого залегает толща амфиболитов ханмехойской свиты, образующая брахиморфные складки. Гранитогнейсы, расположенные в центральных частях этих складок имеют вытянутые согласные пластовые и линзовидные тела. Результаты U-Pb датирования цирконов из трех тел гнейсогранитов «южного» и «северного» куполов показали венд-кембрийский возраст, причем более лейкократовые породы моложе [2].

Биотитовые гнейсо-граниты неоднородные как по минеральному и химическому составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Кварц, альбит и микроклин распределяются в породе неравномерно, а в виде переслаивающихся мономинеральных слоев, что придает породе своеобразный облик подобно милонитам. Надо отметить, что признаки катаклаза в описываемых породах не наблюдаются. В данном случае полосчатость обусловлена в результате реоморфного течения гранитного вещества под воздействием газо-жидких флюидов.

Химический состав гнейсогранитов сильно варьирует. Так, содержание SiO_2 колеблется в пределах 71.2 – 77.4%, Al_2O_3 – 11.6 – 19.3%. Существенно различаются граниты и по содержанию щелочей: Na_2O – 2.8 - 7.1%, K_2O – 1.2 - 5.0%. В среднем гранитоиды имеют коэффициент глиноземистости (K_{Al}) меньше 1.01, что характерно для гранитоидов I - типа, но отмечается весьма низкое содержание MgO (в среднем 0.35 %) не свойственное для этого класса. Неотъемлемое присутствие в породах алланита и магнетита дополнительно свидетельствует о магмагенерирующем субстрате метабазитового состава. Относительно невысокая глиноземистость биотита в данных гранитоидах (16.1%) является типичным только для гранитов I – типа [2]. В изучаемых гнейсогранитах отмечается свойственное для I – гранитов относительно высокое содержание Ba (567 г/т); Sr (247 г/т); Sc (3.3г/т); низкие значения Ga (13.8 г/т) Zr (48.4 г/т), Nb (10.6 г/т), Y(12.6 г/т), Ce (61 г/т). На диагностической диаграмме Дж. Вейлена (Рис. а) фигуративные точки гнейсогранитов растянуты вдоль оси суммы щелочей. Широкие вариации содержания щелочей

объясняются процессами альбитизации. Более компактно расположены значения на графике $Zr - 10000Ga / Al$ (рис. б). На дискриминационной диаграмме Пирса $Y+Nb - Rb$ (рис. в) фигуративные точки состава пород попадают в поле гранитоидов вулканических дуг. Однако, данные по возрасту гнейсогранитов и геологическое строение региона не позволяют отнести формирование данных гранитоидов в островодужной обстановке. Скорее всего, диаграмма показывает унаследованные геохимические особенности магмагенерирующих субстратов – метабазитов (амфиболовых сланцев), которые образовались в условиях задугового бассейна [1]. В спектрах распределения редкоземельных элементов в гнейсогранитах хорошо выражена европиевая аномалия (рис. г). На графике наблюдается слабая дифференциация тяжелых РЗЭ. В альбитизированных разновидностях количество редких земель резко возрастает, что особенно заметно для тяжелых редкоземельных элементов. В меланократовых гнейсогранитах европиевая аномалия слабо выражена. Это объясняется геохимической близостью автохтонных гранитоидов к материнскому метабазитовому субстрату. Разные спектры дифференциации РЗЭ в автохтонных I-гранитах, образованных в разных участках харьбейского комплекса свидетельствуют не только о степени гранитизации, но и о различных магмагенерирующих метабазитовых субстратах.

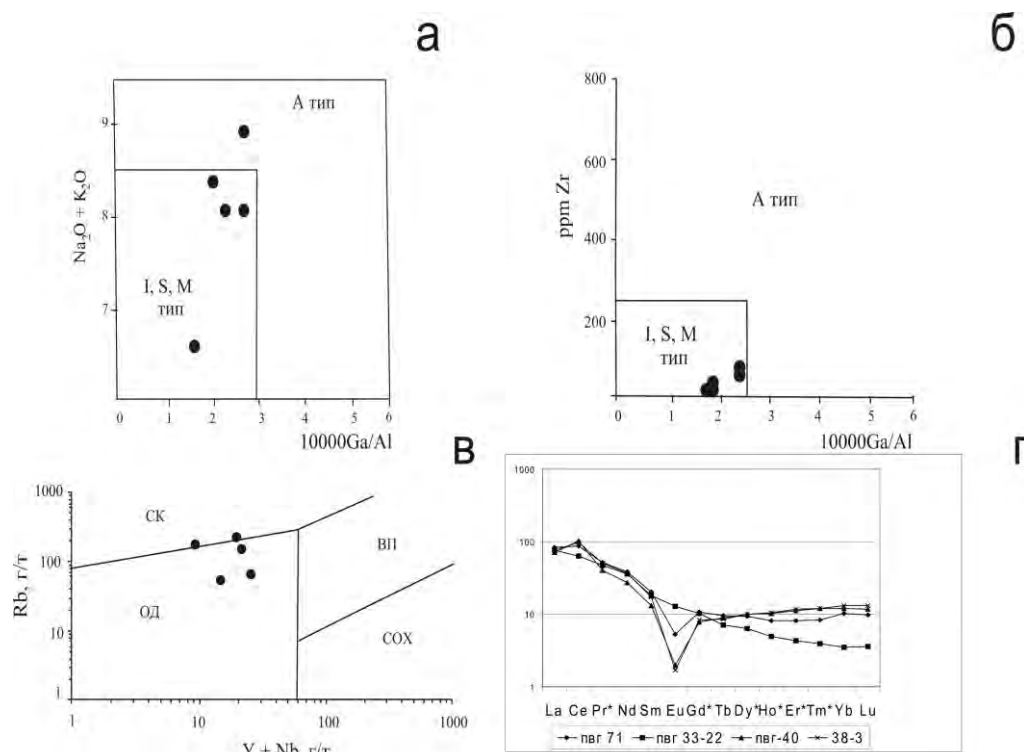


Рис. а, б, в, г. Диаграммы для гранитов I-типа Полярного Урала

а, б – диагностические диаграммы Дж. Вейлена; в – диаграмма Пирса; г – спектры РЗЭ I-гранитов нормированные к хондриду.

Литература

1. Голубева И. И., Афонькин М.М. // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Вып. 4. (Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Вып. 120). Сыктывкар: Геопринт, 2006, С. 45 – 58. 2. Голубева И. И. // ДАН, 2001. т. 439, № 4, С. 1-6. 3. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал) Екатеринбург: УрО РАН. 1996. 148 с

РАЗНОФОРМАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.И. Гонгальский

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, kgrt-61@ya.ru)

Введение. В пределах Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье) известны многочисленные месторождения ряда U-REE-Fe-PGE-Ag-Au-Cu, как пространственно разобщенные – суперкрупные Удоканское, Катугинское и Чинейского массива, так и совмещенные в пределах одного Чинейского массива [1, 2]. В строении последнего установлены месторождения разных формационных типов: раннемагматические и позднемагматические Fe-Ti-V руды (месторождения Магнитное и Этырко), поздне- и послемагматические эндо- и экзоконтактовые Ni-Cu Au, Ag, PGE руды (Рудное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактное) и штокверковые зоны в ранее закристаллизованных габброидах (Магнитное и Этырко), метасоматические U-REE руды (Гудымовское месторождение и Базальтовое рудопроявление), единичные карбонатно-кварцевые Pb-Zn жилы в центре массива [3].

Геологическое строение. Основу геологического строения Удокан-Чинейского района представляют блоки архейских пород, разделенные субмеридиональными позднеархейскими зеленокаменными поясами, перекрытые карбонатно-терригенными нижнепротерозойскими отложениями. Последние сохранились в крупном Кодаро-Удоканском прогибе и ряде мелких грабенов (Угуйском, Одонгсинском, Нижнеханинском). Магматические породы палеопротерозоя представлены массивами гранитоидов кодарского комплекса (Кодарский, Кеменский и др.) и ультрабазит-базитовыми массивами чинейского комплекса (Чинейский, Луктурский, Майлавский и др.). Они сосредоточены в устойчивых на протяжении последующей геологической истории блоках земной коры, отчетливо дешифрируемых на космоснимках в виде кольцевых структур [3]. Многократные внедрения ультрабазит-базитовых магм в достаточно мощную земную кору, сформированную в палеопротерозое, приводили к формированию разноглубинных магматических камер, фракционированию магм с образованием широкого спектра магматических пород, метаморфизму вмещающих пород, концентрированию рудных элементов.

На примере хорошо эродированного Чинейского массива нами показана последовательность формирования мономинеральных разновидностей пород всех главных породобразующих и рудообразующих элементов [4, 5]. Все они стали возможны в условиях медленной фракционной кристаллизации, ликвации в соответствии с физико-химическими параметрами среды и составляющих её компонентов. В строении Чинейского массива мы выделяем несколько разновозрастных групп, с интрузивными взаимоотношениями. Породы 1 группы: клинопироксениты, «измененные анортозиты» по А.П. Лебедеву (1962), габброиды промежуточного состава являются существенно более ранними образованиями. Основной объем массива представлен породами, в которых титаномagnetит является главным минералом, за исключением анортозитов, которые присущи этой группе пород. Для 2-й группы высокотитанистых габброидов характерна разноранговая расслоенность и ритмичность (серии, пачки, ритмы). С ними ассоциируют

крупные Fe-Ti-V месторождения и вкрапленная сульфидная минерализация. Титаномагнетит обнаруживает два пика концентрирования, в низах микроритмов (пироксен-титаномагнетититы) и в верхах (плагиоклаз-титаномагнетититы). Если для первых характерны вкрапленные до сидеронитовой текстуры, то для вторых вкрапленные текстуры более редки, происходила ликвация таких остаточных расплавов, с образованием слоев и линз анортозитов и титаномагнетитов. Породы 3 группы являются более магнезиальными, титаномагнетит в них преимущественно акцессорный минерал, составы пород микроритмов варьируют от ортопироксенитов (меланоритов) до анортозитов (лейкогаббро). Завершающими магматическими образованиями являются флюидно-магматические брекчии с которыми ассоциируют сплошные экзоконтактовые халькопиритовые руды с аномальными концентрациями металлов платиновой группы [4].

Сульфидные минералы в небольшом количестве отмечаются в верхах расслоенных единиц в интерстициях с кварцем, слюдами, амфиболами, иногда калиевым полевым шпатом, апатитом, флюоритом. Вкрапленность сульфидов в верхах микроритмов экранируется вышележающим микроритмом, плотным слоем пироксен-титаномагнетитов. В отсутствие экрана силикатно (кварц, Na- и K-фельдшпат) - флюидно (амфибол, слюда) - рудный (сульфиды) остаток проникал в ранее закристаллизованные магматические породы или вмещающие терригенные. Контактируя с последними такой остаток приводил к перекристаллизации терригенных пород в зоне контакта. Снижение температуры и других параметров приводило к ликвации такого остатка с образованием силикатных пород среднего состава – брекчий, в которых концентрации слюд достигают 50% и сульфидного расплава. Пирротиновые и халькопиритовые руды в виде жил и брекчий (офсетные дайки) формируют рудные залежи ближайшего экзоконтакта [3].

В ближайшем обрамлении Чинейского массива установлены миллерит-пирит-халькопиритовые и пирротин-халькопиритовые руды Правоингамакитского месторождения с Ag, Au, PGE, в экзоконтакте Луктурского массива – борнит-халькопиритовые руды Ункурского месторождения [6]. При изучении руд Удоканского месторождения нами установлено преобладание жильного характера рудных тел субсогласных с осадочными текстурами, часто брекчированных и секущих. Подтверждено максимальное присутствие оксидных минералов (магнетит, гематит) в халькозиновых рудах, которое уменьшается в направлении – борнитовые, халькопиритовые руды. В пиритовых рудах магнетит практически отсутствует.

В Удокан-Чинейском районе достаточно широко представлено редкоземельно-редкоредкометальное и урановое оруденение. Кроме суперкрупного Катугинского месторождения палеопротерозойского возраста, расположенного в южной части Удокан-Чинейского района, в непосредственной близости от Удоканского и Чинейских месторождений установлены редкоземельно-редкоредкометальное и урановое оруденение в магнетитовых и медистых песчаниках читкандинской и александровской свит удоканской серии (Читкандинское месторождение) [7], в титаномагнетитовых габброидах Чинейского массива (Гудымовское и Базальтовое), в альбититах тектонизированных и графитизированных алевропесчаников александровской свиты [8], многочисленные проявления уранинит-монацит-циртолитовой минерализации в разновозрастных пегматитах и гранитах.

Обсуждение. Формирование уникальных месторождений различных генетических типов (Удоканского медистых песчаников, магматических Fe-Ti-V и PGE-Cu руд Чинейского массива, Катугинского Ta-Nb метасоматических руд и др) [9] сопоставляется по времени с внутриконтинентальным рифтогенезом суперконтинента Колумбии (1890-1880 млн. лет), с образованием крупнейших медно-никелевых месторождений в Канаде, Австралии и на других континентах [10].

Медные руды Удокана относятся к глобальным геохимическим аномалиям и связаны с плюмовым магматизмом - показателем стабилизации кратонов и суперконтинентов или их расколами. Гигантскими объектами этого типа является Великая Дайка Зимбабве (2.58 млрд. лет), двусторонний лополит Бушвелд (2.06 млрд. лет). Внедрение больших объемов ультрабазит-базитовых и гранитных магм вдоль рифтовых зон, которые развивались первоначально как внутрикратонные для суперконтинента, занимало большой промежуток времени, что нашло отражение в формировании расслоенных массивов на границах таких кратонов, к которым принадлежат и массивы чинейского комплекса (Чинейский, Майлавский, Луктурский, и другие). Становление Чинейского массива происходило при многократных магматических внедрениях первичных и фракционированных магм. Внедрения магм сопровождались горизонтальными и вертикальными перемещениями блоков земной коры. Крупные тектонические перестройки последующих эпох развития Земли представлены дайками основного состава позднепротерозойского, позднепалеозойского, мезозойского и неоген-четвертичного возрастов [11, 12]. Именно благодаря таким тектоническим событиям стало возможно расположение на одном уровне месторождений меди в осадочных и магматических породах.

Выявленные особенности руд медных месторождений района свидетельствуют о существовании генетических связей между ними, например, наследовании этих особенностей от одного типа к другому. Так, месторождения меди в песчаниках наряду с медью содержат существенную примесь серебра, золота, в то время как в магматогенных месторождениях эти металлы приобретают важное промышленное значение наряду с элементами платиновой группы. В гидротермальных жильных рудах впервые наряду с медью определены повышенные содержания всех благородных металлов – Ag, Au, PGE.

Многократные внедрения магм, из которых кристаллизовались породы расслоенных массивов чинейского комплекса, их фракционирование приводило к формированию остаточных флюидо-насыщенных расплавов. Проникновение их во вмещающие породы, которыми могли служить и закристаллизовавшиеся ранее магматические породы, приводило к рудоотложению гидротермальных руд, вплоть до образования металлоносных осадков на дне водных бассейнов. Таким образом, многократные внедрения и формирование гидротермальных систем, могут объяснить телескопирование разных типов минерализации в пределах локального участка земной коры.

Подтверждением этой точки зрения является обнаружение многочисленных признаков гидротермальных процессов в пределах разных месторождений меди – многочисленных прожилков с сульфидами в рудах Удоканского месторождения, а также на месторождениях Ункур, Красное, Бурпала (где появляются повышенные концентрации Ag, Au и других металлов по сравнению с рудами Удоканского месторождения), и особенно, в пирит-халькопиритовых рудах месторождений, локализованных в осадочных породах. Эти месторождения, существенно отличающиеся по многим параметрам от Удоканского и Чинейских месторождений, рассматривались как месторождения-спутники Удокана и в генетическом отношении как его полные аналоги, имеющие осадочное происхождение.

Заключение. Ураганная рудоносность палеопротерозоя связана с внедрением мантийных магм в земную кору, формированием разноглубинных магматических тел (расслоенных массивов), дайковых поясов. Радиальные дайки указывают на расположение магматических камер. На примере кратона Сьюпириор канадскими геологами показано, что формирование таких поясов происходило дискретно на протяжении всего нижнего палеопротерозоя. Фракционирование гигантских объемов магм способствовало концентрированию многих металлов (Cr, V, PGE, Cu, Ni et.al). Многокилометровые вертикальные перемещения блоков земной коры вывели на поверхность

разноформационные месторождения, залегающие в терригенных и магматических породах (Удокан и др., месторождения Чинейского массива).

Литература

1. Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометалльное месторождения Читинской области России. Чита. 2004. 520 с.
2. Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ. Чита. 2002. 63 с.
3. Гонгальский Б.И. // Труды XXI Межд. конф. к 100-летию акад. В.И. Смирнова. Москва, МГУ. 2010. 272-289.
4. Гонгальский Б.И., Кривошук Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука. 1993. 184 с.
5. Гонгальский Б.И., Н.А. Кривошук, А.А. Арикин, Г.С. Николаев. // Геохимия. 2008. №7. С. 691-720.
6. Гонгальский Б.И., Ю.Г. Сафонов, Н.А. Кривошук, В.Ю. Прокофьев, А.А. Юшин. // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 5. С. 645-648.
7. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мизута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
8. Кнауф В., Ланда Э., Макарьев Л. Минералы платиновой группы в альбититах чинейской серии (Восточное Забайкалье). http://www.natires.com/rpgm_udok.htm
9. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006. 672 с.
10. Ernst R.E. // Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. № 5. p. 929-937.
11. Гонгальский Б.И. // Литосфера. 2010. № 3. С. 87-94.
12. Gongalskiy B. and N. Krivolutskaia. Udokan-Chiney ore-magmatic system, Russia. Northwestern Geology. 2009. V.42. P.180-184.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЖИМА ГАЗОВОЙ ФАЗЫ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ ПЛАТРИФА, БУШВЕЛЬДСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮАР

М.П. Гора, А.А. Шевко, Л.М. Житова

(Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, gora@igm.nsc.ru)

Существенную роль в процессах формирования оруденения в дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузивах играют магматогенные флюиды. В связи с этим, изучение флюидных включений в минералах с применением современных прецизионных методов является важным источником информации о процессе рудообразования и позволяет определять количественные характеристики флюидов, которые, в свою очередь, лягут в основу моделей развития рудно-магматических систем [1].

Проведено численное моделирование процесса эволюции флюида, отделившегося от остаточного фельзитового расплава в процессе кристаллизации Платрифа Бушвельдского комплекса.

В миароловом кварце из фельзитовых симплектитовых жил, секущих ультрабазиты Платрифа, установлены две генерации магматогенных флюидов. Ранние высококонцентрированные гетерофазные окисленные флюиды изучены по многофазным первичным и псевдо-первичным флюидным включениям и сингенетичным газовым включениям с жидкой углекислотой. Флюиды во включениях имеют концентрацию 80% эквивалента NaCl, при плотности флюида 1.6 г/см³. Давление их захвата превышало 2 кбар при вероятных температурах захвата 600-650°C. Инверсия состава газовой фазы этих флюидов отражена в смене окисленных газовых смесей восстановленными метановыми при снижении температуры кристаллизации кварца от 650°C до 235°C и давлении 2-0.74 кбар. По данным сканирующей электронной микроскопии в составе твердых фаз вскрытых многофазных включений установлены NaCl, KCl, CaCl₂, MnCl₂, CaCO₃, BaSO₄, редкоземельные алюмосиликаты и редкоземельные фосфаты [2, 3].

Для расчетов использовалась новая версия ПК Селектор [4]. В модели минимизировалась свободная энергия Гиббса при изменении P-T параметров. В расчетный резервуар помещался избыток SiO₂ и гомогенная газовая смесь. В качестве исходного взят следующий состав газа - CH₄ – 78 и CO₂ – 22 мол.%, полученный по данным КР-спектроскопии. Помимо газа, в расчет включены некоторые компоненты, присутствующие в многофазных включениях в кварце – NaCl, CaCl₂, CaCO₃, KCl, MnCl₂. Давление принято

равным 2 кбар, исходя из расчетов плотности газовых смесей во включениях, а температура по данным термометрии включений изменяется в интервале 700-20°C в диапазоне времени 50 шагов, имитируя поведение флюида при остывании системы.

Результаты расчетов показывают, что в ходе эволюции флюида и в результате его взаимодействия с твердыми фазами в системе выпадает графит. При температуре 460°C происходит вскипание флюида – он разделяется на газ и высококонцентрированный раствор, общее содержание растворенных компонентов в котором превышает 100 г/кг. Расчеты показывают, что при данном давлении такой минерализованный раствор устойчив в диапазоне температур 460-370°C. При дальнейшем понижении температуры происходит конденсация газовой смеси, и соленость раствора падает до нескольких г/кг. Еще один фазовый переход (жидкость → жидкость + газ) происходит при температуре 260°C. Термодинамическое моделирование позволяет проследить смену состава газа в ходе эволюции системы (рис.). Здесь показан состав газа, проанализированный нами во включениях и взятый в качестве исходного при моделировании (состав А на рис.). Газ, отделившийся при $T=460^\circ\text{C}$, значительно более окисленный и при температуре 450°C он содержит 88% воды, 4% CO_2 и 8% CH_4 (состав Б на рис.). Отделившийся при 260°C газ представлен преимущественно метаном (состав В на рис.). Кроме графита, устойчивого во всем температурном интервале, в данной системе отлагается кальцит, температуры образования которого меняется от 700 до 250°C. При более низких температурах появляются родохрозит, сода и цеолит (пектолит).

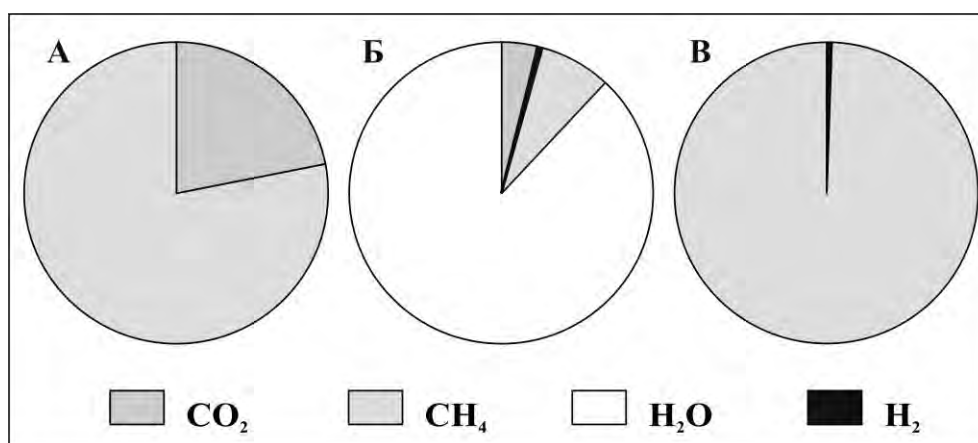


Рис. Состав газовой смеси (мол.%). А – исходный состав, принятый в модели; Б – состав газа при температуре 450°C; В – состав газа при температуре 200°C.

Таким образом, установлено несколько фазовых переходов во флюиде, соответствующих разным температурным уровням. В модельной системе состав газовой фазы флюидов изменяется от метаново-углекислотного через вводно-метановый до метанового.

Результаты численного моделирования поведения углекисло-метанового флюида в ходе остывания системы показывают, что появление в кварце существенно метановых газовых включений является закономерным результатом эволюции флюида при понижении температуры. Кроме того, расчетами обосновано появление высококонцентрированного раствора (соленость более 100 г/л) в температурном интервале 460-370°C. В дальнейшем в

модельные построения будут вовлечены рудные элементы, что позволит оценить значимость флюидных компонентов в образовании рудных концентраций Платрифа.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00681.

Литература

1. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем // [Шарапов В.Н.](#) и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. - 409 с. 2. [Житова Л.М.](#), [Боровиков А.А.](#), [Борисенко А.С.](#), [Жукова И.А.](#) // Петрогенезис и рудообразование. XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого, 20-22 октября 2009 г.: Материалы научной конференции. - Екатеринбург, 2009. - С. 316-321 3. [Zhitova L.M.](#), [Kinnaird J.A.](#), [Borovikov A.A.](#), [Nex P.A.M.](#), [Zhukova I.A.](#), [Borisenko A.S.](#), [Tsimbalist V.G.](#) // Proceedings of SEG-GSSA 2008 International Conference, 2-14 July 2008, Johannesburg, South Africa. P. 52-55. 4. [Чудненко К.В.](#) Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИрГТУ. 2007. 54 с.

ПЛАВЛЕНИЕ ФЛЮИДСОДЕРЖАЮЩЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ: ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ P И T (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Н.С. Горбачев, А.В. Костюк, Д.М. Султанов

(Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, gor@iem.ac.ru)

Введение. Флюиды оказывают эффективное влияние на фазовые соотношения и плавление мантии. В зависимости от P - T силикатные флюидсодержащие системы могут находиться в докритических и сверхкритических условиях. Существование критических соотношений обусловлено высокой взаимной растворимостью флюида в силикатном расплаве и силикатов во флюиде с увеличением P и T . При критических P - T составы расплава и флюида одинаковы, при сверхкритических P - T наблюдается полная смесимость между ними, а во второй конечной критической точке – между ликвидусными фазами, расплавом и флюидом.

Методика. С целью изучения особенностей структуры и фазового состава флюидсодержащей мантии при плавлении в докритических и сверхкритических P - T была изучена система перидотит+базальт-флюид в интервале 1100-1400°C, 1.5-4 ГПа. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на твердофазовой аппаратуре типа ЦП и НЛ. Использовалась методика прямого плавления исходного перидотита в Au и насыщенных железом Pt ампулах и многоампульная методика с Pt -перидотитовой ампулами (ППА). В экспериментах с ППА в герметически завариваемую Pt ампулу помещали специально подготовленную перидотитовую ампулу, заполненную шихтой – базальтом, сульфидами. Источником флюида служили водосодержащие базальтовые стекла, дистиллированная H_2O , $H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$, $(K,Na)_2CO_3$.

Результаты. Выявлены существенные различия структуры и фазовых соотношений экспериментальных образцов в зависимости от P - T и состава флюида, особенности которых служили тестом перехода системы в сверхкритическое состояние.

При частичном плавлении перидотита при докритических P - T (в системах с H_2O флюидом при $P \leq 2.5$ ГПа, $T \leq 1450^\circ C$, с $H_2O + CO_2$ флюидом – во всем изученном P - T интервале) закалочные образцы характеризовались массивной структурой, обусловленной тем, что силикатное стекло - закалочный силикатный расплав в межзерновом пространстве перидотита, а в экспериментах с ППА - и в перидотитовой ампуле цементировали образец. Образование закалочных фаз, несмешиваемых расплавов (сульфидных, карбонатных) не изменяли массивную структуру образца. (рис.1).

Закалочные образцы состояли из равновесной ассоциации силикатное стекло, *Ol*, *Orx*, $\pm$ *Crx*, реакционных минералов, образующихся при взаимодействии силикатных расплавов с перидотитом.

При $P=4$ ГПа, $T=1400^\circ\text{C}$ в системе перидотит (ампула)-базальт-сульфид- H_2O при $P=4$ ГПа, $T=1400^\circ\text{C}$ наблюдалась полная дезинтеграция экспериментальных образцов. Закалочные образцы представлены рыхлым материалом, состоящим из смеси микролитов силикатных минералов, оксидов и их сростков игольчатой, дендритовой формы, с глобулями *Al-Si* стекла, сульфидов. Эти особенности структуры и фазового состава свидетельствуют о том, что 4 ГПа, $1400^\circ\text{C} \geq P-T$ параметрам второй критической точки для этой системы.

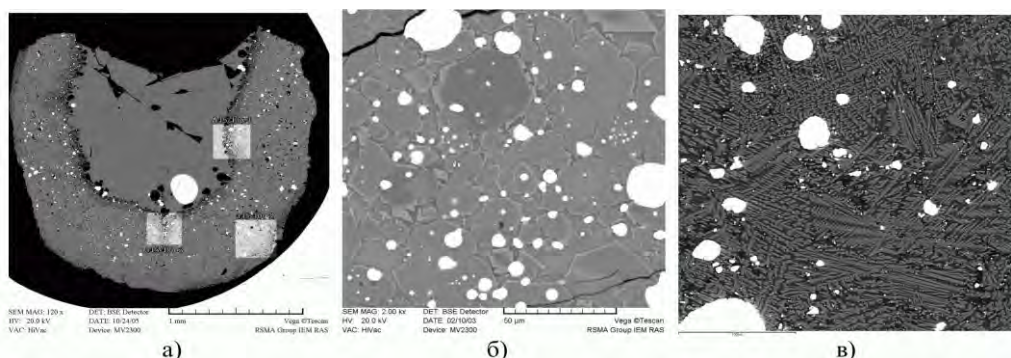


Рис. 1. Частичное плавление системы перидотит±базальт- H_2O при докритических P (2,5 ГПа), T (1400°C).

Микрофотография во вторичных электронах: а) – перидотитовая ампула; б) – межзерновое стекло в перидотите; в) – закалочное H_2O -содержащее стекло.

При частичном плавлении перидотита критические $P-T$ могут достигаться только между силикатным расплавом и флюидом. Такие соотношения наблюдались в экспериментах с Pt -перидотитовой ампулами в системе перидотит-базальт-сульфид-щелочно-водно-карбонатный флюид при $T=1400^\circ\text{C}$, 4 ГПа, а также в системе перидотит- H_2O при 3.8 ГПа в интервале $T=1100-1200^\circ\text{C}$. В этих экспериментах при закалке сверхкритических флюидорасплавов массивное силикатное стекло не образуется. В экспериментах с Pt -перидотитовой ампулой внутренняя ее часть заполнена порошком, состоящим из микролитов силикатов, карбонатов, алюмо-силикатных и сульфидных микроглобулей – продуктов закалки щелочнобазальтового сверхкритического флюидорасплава. Отсутствие межзернового расплава приводит к деструкции перидотитовой ампулы. Закалочные образцы состояли из изолированных реликтов перидотита *Ol*, *Orx*±*Crx* состава, обрастающих реакционными минералами и закалочных фаз. Замещение *Ol*, *Orx* перидотита *Ca*- и *K*-содержащими клинопироксенами, карбонатом, присутствие закалочных фаз – флогопита, глобулей *Al-Si* стекла, обусловлено закалкой и взаимодействием сверхкритического флюидорасплава с минералами перидотита (рис. 2).

В системе перидотит- H_2O при $1100-1200^\circ\text{C}$, 3.8 ГПа при малых степенях частичного плавления перидотита критические $P-T$ достигались между межзерновыми расплавами андезит-дацитового состава и водным флюидом. Отсутствие межзернового расплава приводит к дезинтеграции образцов с формированием закалочных «брекчий» с характерной «галечной» структурой. Образцы состояли из реликтов перидотита *Ol*, *Orx*,

Cpx состава, обрастающих гранатом *Grt*, клинопироксеном *Cpx*. Закалочные фазы – периклаз, *Al-Si* стекло.

Выводы. В модельных экспериментах тестом перехода системы из докритического в сверхкритическое состояние является отсутствие признаков частичного плавления, дезинтеграция, аномальный фазовый состав и структура образцов, растворение реликтовых минералов перидотита, образование реакционных кайм, закалочных фаз. Реакционные соотношения между минералами перидотита и новообразованными минералами свидетельствует о высокой реакционной способности надкритических флюидорасплавов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в астеносфере, флюидсодержащей верхней мантии могут существовать сверхкритические флюидорасплавы, которые могли играть важную роль в мантийном метасоматозе, плавлении метасоматизированной мантии и формировании щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых магм. Дезинтеграция вещества сверхкритической флюидсодержащей верхней мантии способствует формированию тектонически ослабленных зон, разломов, которые могут служить путями миграции плюмов сверхкритических флюидорасплавов.

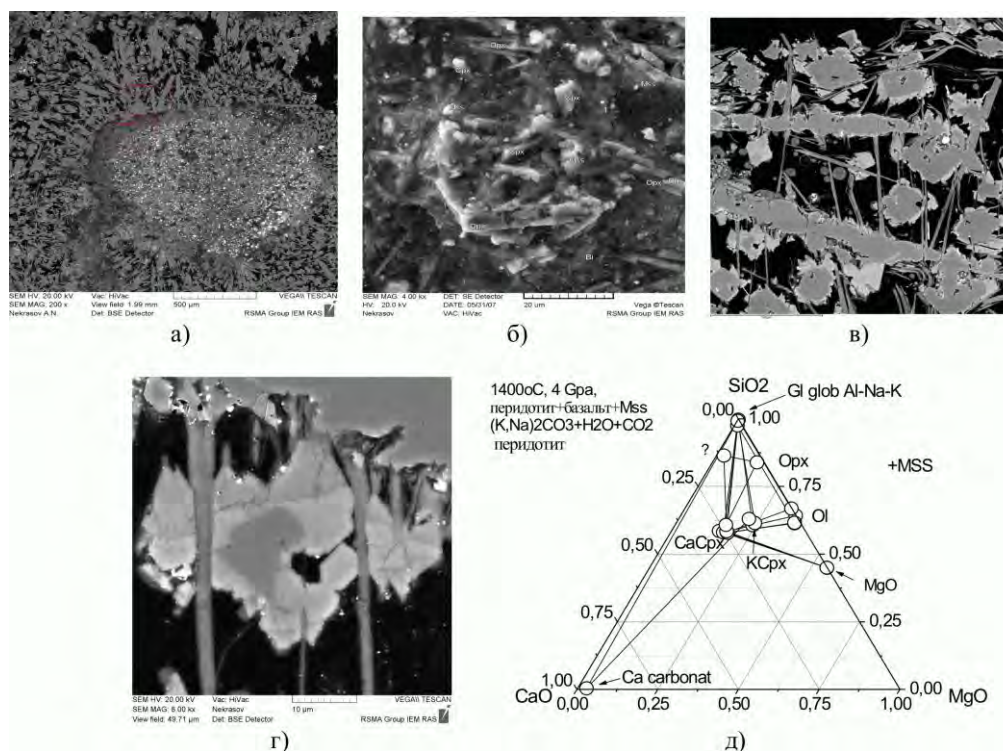


Рис. 2. Частичное плавление системы перидотит+базальт-сульфид-щелочно-водно-карбонатный флюид при сверхкритических P (4 ГПа), T (1400°C). Микрофотография во вторичных электронах: а) – деинтегрированная перидотитовая ампула; б) – закалочный материал в перидотитовой ампуле; в, г) – реликты перидотита *Ol-Orx* состава с реакционными и закалочными минералами; д) фазовый состав закалочного образца.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-01131а, 12-05-00777а.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА

Н.А. Горячев, Б.Ф. Палымский

(Северо-Восточный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан,
goryachev@neisri.ru)

При создании мелкомасштабных геологической и тектонической карты карт региона авторы столкнулись со сложностью увязки многочисленных интрузивных комплексов, выделенных при средне- и крупномасштабной геологической съемке, и трудностями их картографического отображения. Это обусловило необходимость генерализации комплексов применительно к масштабу составляемых карт. Принципы такой генерализации разработаны ранее [1]. В качестве основной картографируемой единицы для мелкомасштабных карт нами принята плутоническая серия – группа интрузивных комплексов, объединенных общностью структурного положения, близостью вещественного состава, направленностью развития и временем становления.

Плутонические серии распространены во всех структурных областях Охотско-Колымского региона (Яно-Колымский и Охотско-Корякский орогенные пояса, Омолонский дорифейский и Приколымский и Омудевский палеозойские тектонические блоки [2]), охватывают стратиграфический интервал от архея до позднего мела, но степень их изученности резко неравнозначна.

Наиболее древние (архей – ранний протерозой) ультраметаморфические комплексы известны в пределах Омолонского блока. Они «насыщают» архейский метаморфический субстрат, отражая основные этапы его гранитизации [3], формируют многочисленные мелкие тела и практически не отделимы от субстрата, поэтому на карте не выделены. Металлогеническое значение их не выяснено, за исключением батикского комплекса, с телами которого ассоциируют крупные месторождения железистых кварцитов. Условно в одну *североомолонскую* серию (венд-кембрий) объединены сезамский комплекс мелких тел габбро, кварцевых монзонитов, граносиенитов, и начальнинский комплекс микроклиновых гранитов, сопряженные с кембрийскими вулканитами. Предполагается, что с ними связаны многочисленные золоторудные проявления и обширный ореол промышленной россыпной золотоносности Булун-Рассошинской площади на севере Омолонского блока.

Более широко развиты палеозойские плутонические серии. *Абкитская* серия Омолонского блока включает одноименный абкитский и коаргычанский комплексы тоналит-гранодиорит-гранитного состава, а также анмандыканский комплекс кварцевых нордмаркитов-субщелочных и нефелиновых сиенитов. Породы формируют крупные плутоны, нередко сопровождающиеся гнейсовидной оторочкой, прорывают ордовикские и рифейские отложения и перекрываются среднепалеозойскими вулканитами; Rb-Sr датировки абкитского комплекса 350-420 млн. лет, анмандыканского – 537 млн. лет. К интрузивам приурочены перспективные проявления золото-сульфидно-кварцевой минерализации. На Омолонском блоке исключительно многообразно проявился среднепалеозойский магматизм, как в эффузивной (кедонская вулканическая серия и ее аналоги), так и в интрузивной формах, с образованием многочисленных субвулканических тел и комагматичных вулканитам штоков и небольших массивов *центральноомолонской* плутонической серии (алыпюряхский плутонический и булунский гипабиссальный комплексы кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, кварцевых монзонитов). С вулканическими и плутоническими сериями ассоциируют месторождения (Кубака и др.) и многочисленные проявления золотосеребряной и медно-порфировой минерализации. Позднепалеозойский магматизм выражен во внедрении небольших штоков, силлов и трещинных тел основного состава, объединенных в *среднеколымскую* серию (березовский

габбро-перидотитовый и ярходонский габбро-долеритовый комплексы Омолонского блока, нятвенский габбро-диабазовый Приколымского, тасканский долеритовый Омулеского поднятий). Возраст их устанавливается по соотношению с палеонтологически документированными эффузивными толщами близкого состава.

Особое значение для орогенных поясов Охотско-Колымского региона имеют, бесспорно, мезозойские (начиная с кимериджа) плутонические серии. По-существу, самостоятельным структурным подразделением внутри Яно-Колымского орогенного пояса является хорошо известный Главный (Колымский) плутонический пояс, прослеживающийся в северо-западном направлении. Среди интрузивных образований пояса определяющей является *колымская* плутоническая серия, включающая как крупные батолитоподобные массивы гранитоидов (колымский комплекс высокоглиноземистых гранитов, каньонский комплекс известково-щелочных гранитов, сибердыкский адамеллит-гранитовый и негаяхский монцонит-кварцевый монцонит-гранитовый комплексы), так и небольшие штоки (басугунынский комплекс) а также протяженные свиты и поля даек широкого диапазона кремнекислотности (нера-бохапчинский комплекс). Несмотря на некоторую разобщенность массивов, штоков и дайковых полей, практически все они укладываются в единую протяженную полосу, как раз и составляя Главный пояс гранитоидов (до 1000 км по простиранию при ширине от 50 до 300 км [6]). Поражает узкий диапазон (с пиком около 150 млн. лет) определений возраста интрузивов U-Pb-SHRIMP датированием [5], которым, впрочем, принципиально не противоречат и данные Rb-Sr и K-Ar методов [3]. Лишь для небольшой части гранитоидных штоков можно предполагать более древний возраст, около 160-155 млн. лет. Показательно, что со всеми морфологическими типами интрузивов (от даек до крупнейших массивов) связаны многочисленные месторождения и проявления золотокварцевой и золоторедкометалльной (висмутитового типа) минерализации. Гранитоидам Главного пояса примерно одновозрастны вулканические серии располагающегося севернее (в структурах Омулеского поднятия) Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса (илинь-тасская и улахан-чистайская [6]), а также позднеюрских впадин Омолонского блока (карбасчанская вулканическая серия).

Более молодой возраст (Rb-Sr-даты 140-141 млн. лет [3, с.160] - граница юры-мела) имеет *тенькинская* плутоническая серия; интрузивы представлены гомодромным рядом от габбродiorитов и кварцевых диоритов до адамеллитов, гранодиоритов и гранитов, прорывают вулканы позднеюрской-раннемеловой хасынской вулканической серии и перекрываются позднеальбскими эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Полоса массивов прослеживается в северо-западном направлении южнее Главного (Колымского) пояса. Еще южнее в этом же направлении протягивается цепочка многофазных массивов *таскыстабытской* плутонической серии (от диоритов и монцонитов до гранодиоритов, гранитов и лейкогранитов). Наиболее древние K-Ar даты составляют 131-126 млн. лет [3]. Своеобразна олово-серебряная металлогеническая специализация обеих серий. На Омолонском блоке их возрастным аналогом служит *ушурэчканская* плутоническая серия (намандыканский и талалахский гранитоидные комплексы), возможно – нижнехатырская базальт-андезит-риолитовая подсерия, в Балыгычано-Сугойском прогибе - дукатская существенно риолитовая серия вместе с нявленгинским комплексом субщелочных лейкогранитов.

В Кони-Тайгоносском секторе Охотско-Корякского орогенного пояса основную роль играет цепочка крупных многофазных интрузивов прибрежной полосы Охотского моря, отнесенных к *кони-тайгоносской* плутонической серии (частично - бывший охотский, тауйско-пьягинский, нюклинский, восточно- и центральнотайгоносский комплексы). Отличительные черты - огромные размеры и сложная конфигурация массивов (от нескольких десятков до 2 тыс. км²), приуроченность к вулканогенным толщам юрско-

неокомовой тауйской вулканической серии и особенности состава, выражающиеся в резком преобладании плагиогранитоидов (тоналитов, гранодиоритов, андезиновых гранитов). Металлогенический потенциал серии изучен еще недостаточно, однако уже выявлены месторождения медно-молибден-порфировой ассоциации.

Последующие три плутонических серии тесно связаны с формированием Охотско-Чукотского окраинноконтинентального вулканогенного пояса вдоль границы Яно-Колымского и Охотско-Корякского орогенных поясов. Входящие в них комплексы обычно образуют вулcano-плутонические ассоциации с вулканическими сериями – альб-сеноманской охотской, сеноман-туронской эвенской и турон-маастрихтской янской [7]. Соответственно выделены *охотская* (дукчинский, быстринский, пенжинский, светлинский, гармандинский, авековский интрузивные комплексы) существенно диорит-гранодиоритовая плутоническая серия, *неорчанская* (неорчанский, верхнеямский, наяханский, ахавеемский, вилигинский, конгалинский комплексы) диорит-гранодиорит-гранитная и *туманынская* (аналог – *нижнесугойская*) габбродолеритовая. С интрузивными телами и вулканитами сопряжены золотосеребряные месторождения различных минеральных типов, а также оловорудные и оловосеребряные объекты.

Подведем некоторые итоги. Выделение плутонических серий позволяет определить основные магматические эпохи и эволюцию магматизма во времени и пространстве. Территориальное распределение плутонических серий указывает на их роль в формировании не только конкретных структурных элементов, но и региона в целом. Металлогеническая специализация плутонических серий позволяет прогнозировать разные типы оруденения в пределах крупных районов территории.

Литература

1. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С.104-108 2. Goryachev N.A., Byalobzhesky S.G., Palymsky B.F. // IGMA-5000 Proceedings of the Fifth Workshop on 1:5M International Geological Map of Asia. Beijing, China, April 25-29, 2011, P.239 3. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с. 4. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф. // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 134-136 5. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшеевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. // Докл. АН, 2009, том 426, № 2. С. 216-221 6. Шпикерман В.И. // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.67-72 7. Палымский Б.Ф. // Мат-лы Международн. конф., посвященной памяти В.Е. Хаина, Москва, 1-4 февр. 2011 г. М.: МГУ, 2011. С.1477-1481

РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND И RB-SR ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

М.В.Грознова, Л.Н.Козарко, Ю.А.Костицын

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, mgroznova@mail.ru)

В работе представлены новые возрастные данные для пород Ловозёрского массива. Исследованы порфировидные луявриты, рудные горизонты пород – эвдиалититовые и лопаритовые руды, уртиты, породы нижней части разреза дифференцированного комплекса, девонские эффузивные породы, пойкилитовые содалитовые и гидросодалитовые сиениты, которые с точки зрения изотопной геохронологии ранее не были изучены. Поскольку порфировидные луявриты являются наиболее поздними продуктами дифференциации щелочной магмы и представляют остаточные жидкости, то их датирование имеет значение для определения длительности магматизма.

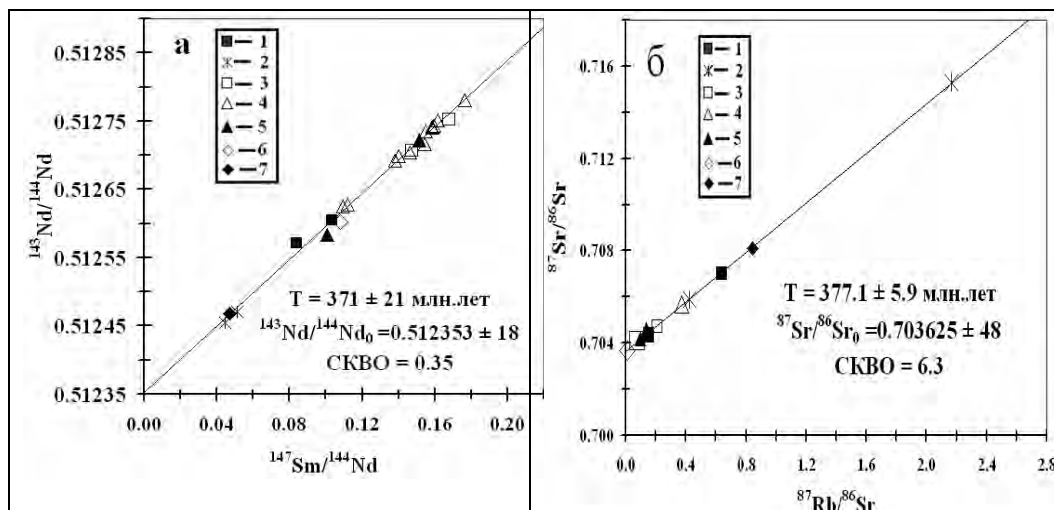


Рис.1 (а) – Sm-Nd изохрона по 22 валовым пробам нефелиновых сиенитов Ловозёрского массива. (б) – Rb-Sr изохрона по 11 валовым пробам пород Ловозёрского массива.

На графиках 1) - пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, 2)- лопаритовые руды (нижняя зона дифференцированного комплекса), 3- эвдиалитовые рудные горизонты, 4) - порфировидные мурманитовые луавриты, полевошпатовые луавриты, ловозеритовые луавриты, мурманит - ловозеритовые луавриты, лампрофиллитовые луавриты, науязитовые луавриты 5) - девонские эффузивные щелочные лампрофиты, 6) - амфиболовые луавриты, 7)- уртиты.

Ловозёрский щелочной массив находится на Кольском полуострове. Площадь массива 650 км^2 . Массив уникален своей минералогией, яркой первичной расслоенностью, разнообразен включёнными в его состав породами от миаскитового ряда до пород ультраагпаитового состава. С этими породами связаны суперкрупные месторождения редких металлов (Nb, Ta, Zr, U, Th и REE) и фосфора. Массив формировался в три интрузивные фазы. Магма внедрялась этапами в архей– протерозойские вмещающие гранат-биотитовые гнейсы Кольской свиты. Первая интрузивная фаза представлена миаскитовыми породами – нозеановыми содалитовыми сиенитами. Вторая интрузивная фаза представлена породами дифференциального комплекса, слагающего основное тело массива. Мощность второй фазы свыше 1500 метров. Породы в основном состоят из

чередующихся между собой нефелиновых сиенитов: уртитов, фойяитов, луавритов. Третья интрузивная фаза представлена комплексом пород эвдиалитовых луавритов. Это пластообразная интрузия мощностью до 450-600 метров, прорывающая и перекрывающая породы дифференцированного комплекса. В состав комплекса входит слаборасслоенная толща эвдиалитовых луавритов, пластовые тела полевошпатовых луавритов, секущие и пластовые тела порфировидных луавритов. Кроме того с породами эвдиалитового комплекса связаны тела эвдиалититов и пойкилитовых содалитовых сиенитов. Также в массиве крайне редко встречаются дайковые тела щелочных эффузивов - лампрофитов и тавитов.

Мы исследовали Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы 22 образцов пород (Рис.1). Пробы проанализированы в ГЕОХИ им. Вернадского на масс-спектрометре Triton. Для контроля качества точности и воспроизводимости измерений использовались международные стандарты SRM-987, для которого получено $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710255 \pm 12$ (N=24) и JNdi-1, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512116 \pm 26$ (N=43).

181

В результате исследования пород были получены Sm-Nd и Rb-Sr изохроны (рис.1). Sm-Nd возраст для 22 образцов нефелиновых сиенитов (Рис.1а) из нижней части разреза дифференцированного комплекса Ловозёрского массива составил 371 ± 21 млн. лет, при начальном изотопном отношении $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512353 \pm 18$, $\epsilon\text{Nd}(T=370 \text{ млн. лет}) = 3.7$, $\text{СКВО} = 0.35$. Возраст пород по Rb-Sr системе для 11 образцов нефелиновых сиенитов (Рис.1б) составляет 377.1 ± 5.9 млн. лет. Начальное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.70363 \pm 5$, $\text{СКВО} = 6.3$. Как видно из графиков, оба значения возраста, и в Sm-Nd, и в Rb-Sr системе хорошо согласуются между собой (Рис.1), хотя Rb-Sr система несколько нарушена ($\text{СКВО} = 6.3$).

Rb-Sr датировки многих щелочных комплексов Кольского полуострова привели Крамма и др. к выводу, что главная магматическая фаза Кольской щелочно-карбонатитовой провинции была сформирована в течение относительно короткого промежутка времени в 360 - 380 млн. лет назад [1]. Кольская щелочная провинция состоит из 25 геологических объектов, включая Ловозерский массив. Она расположена в северной части Балтийского щита на Кольском полуострове (Россия) и северо-восточной части Финляндии. Крамм и др. построил Rb-Sr изохрону по 23 нефелиновым сиенитам (гидронозеановый сиенит-1 интрузивная фаза; уртит, луяврит, фойяит -2 интрузивная фаза; эвдиалитовый луяврит-3 фаза; тингуаит, апатит-сфеновый луяврит- 4-ая интрузивная фаза) верхней части разреза дифференцированного комплекса Ловозёрского массива с возрастом 370.4 ± 6.7 млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.70362 \pm 6$, $\text{СКВО} = 1.97$ [2]. Образование исследованных пород Ловозера происходило в главную магматическую фазу формирования Кольской щелочной провинции 370 млн. лет назад. Возраст изученной ранее Краммом и др. верхней части дифференцированного комплекса Ловозёрского массива [2] одинаков, следовательно, весь дифференцированный комплекс, включающий и верхнюю, и нижнюю зоны, формировался одновременно. Интересно, что и образование пойкилитовых содалитовых сиенитов и девонских эффузивов происходило тоже в главную магматическую фазу образования Ловозёрского массива (Рис.1). Впервые в данной работе продатированы рудные эвдиалитовые и лопаритовые горизонты Ловозёрского массива. Процесс рудообразования в Ловозёрском щелочном массиве произошёл в главную магматическую фазу 370 млн. лет назад

Литература

1. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A.// Lithos. 1993. V.30. P. 33-44. 2. Kramm U., Kogarko L. N.// Lithos. 1994. V. 32. P. 225-242.

КИНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПОРФИРОБЛАСТЕЗА: РОЛЬ ДИФфуЗИОННОГО ЛИМИТА ПРИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Ю.Л.Гульбин

(Санкт-Петербургский государственный горный университет, Санкт-Петербург, gulbin@spmi.ru)

По современным представлениям кинетика роста минеральных зерен при метаморфизме определяется двумя процессами: 1) диффузией компонентов минерала вдоль межзерновых границ и 2) присоединением компонентов к поверхности зародыша. Поскольку эти процессы протекают одновременно, скорость роста зародышей лимитируется самым медленным из них.

Относительная роль межзерновой диффузии и реакций, происходящих на границе разделе фаз, как факторов кинетики порфиробластеза является предметом дискуссии. При

этом, наряду с теоретическими моделями, большое значение для расшифровки кинетических зависимостей имеет анализ структуры метаморфических пород и зональности минеральных индивидов. Примером может служить гранат метапелитов средних ступеней метаморфизма, ссылаясь на характерные особенности морфологии (эвгедральный облик кристаллов) и зональности которого, ряд ученых отдает предпочтение зависимостям, описывающим рост порфиробластов, лимитированный поверхностными реакциями. Другие исследователи, напротив, склоняются в пользу ведущей роли диффузионного лимита при порфиробластезе. Для обоснования диффузионной модели, кроме зональности, они привлекают морфометрические критерии, указывающие на формирование вокруг растущих порфиробластов граната деплетированных зон.

В свете сказанного представляет интерес обсуждение результатов изучения кинетики роста порфиробластов граната в образце гранат-ставролит-биотитового сланца из нижнепротерозойской метаморфической толщи Северного Приладожья. Детальная характеристика образца давалась ранее [1]. Он содержит ромбододекаэдры граната размером от 0.5 до 4 мм, обладающие отчетливо выраженной ростовой зональностью. С уменьшением размера кристаллов содержания Mn и Ca в их центральных зонах закономерно понижаются, Fe и Mg – увеличиваются, тогда как состав краевых зон остается практически постоянным. Если первая зависимость интерпретируется как свидетельство прогрессивной нуклеации граната в ходе порфиробластеза, то вторая – указывает на достижение минеральной системой локального равновесия и позволяет использовать содержания компонентов твердого раствора граната (например, Mn) в качестве временных «маркеров» для исследования кинетики фазового превращения.

Выполненные исследования опирались на метод диаграмм Кретца [2] и данные физико-химического моделирования концентрационных профилей в гранате. Расчеты выполнялись с помощью программы THERMOCALC [3] и учитывали фракционирование химических элементов в ходе порфиробластеза. В качестве модельной использовалась система KMnFMASH. Исходными данными для расчетов служили результаты химического анализа изучаемого образца. Для реконструкции термальной истории порфиробластеза привлекались данные гранат-биотитовой геотермометрии [4].

В итоге было показано, что форма концентрационных профилей в разноразмерных кристаллах граната лучше всего описывается кинетическим уравнением вида

$$r_i^2 = k(t - t_i),$$

где r_i – размер зародыша, возникшего в момент времени t_i , t – продолжительность кристаллизации, k – относительный кинетический коэффициент, убывающий от 1.00–0.95 до 0.18–0.11 с уменьшением размера кристаллов. Был сделан вывод, что в изученном образце кристаллизация протекала в режиме, при котором: 1) скорость роста кристаллов уменьшалась в ряду последовательных зарождений, 2) рост каждого отдельно взятого кристалла происходил в условиях диффузионного лимита. Наиболее вероятной причиной уменьшения k служила исходная неоднородность породного матрикса. (Если пространственное распределение зародышей контролировалось распределением «благоприятных» участков, например, участков с повышенной проницаемостью или повышенным содержанием слоистых силикатов, то самые первые по времени возникновения зародыши могли иметь преимущество перед более поздними: они лучше обеспечивались компонентами, необходимыми для роста порфиробластов.)

Интересно сравнить полученный результат (и другие свидетельства диффузионного лимита кристаллизации) с опубликованными оценками продолжительности роста зональных порфиробластов граната среднетемпературных метапелитов (табл.)

Из приведенных данных следует, что в том случае, если рост порфиробластов лимитировался диффузией, продолжительность роста кристалла граната диаметром 2–9 и более мм составляла 1 миллион лет. Эта и другие оценки длительности процессов, протекающих в ходе регионального метаморфизма, полученные при изучении природных

Таблица

Продолжительность роста порфиробластов граната

Регион, порода	Размер кристаллов, см	Продолжительность роста, Ма	Источник
Швейцарские Альпы	1.1	2.9±1.5*	Vance, O'Nions, 1992
Восточные Альпы	0.8	5.4±1.7**	Christensen et. al., 1994
Занскар, Гималаи	2	< 5.5***	Stowell et. al., 2001
Шотландское нагорье	0.5	8.1±4.0***	Baxter et al., 2002
Новая Зеландия	0.8	11.5±8.2***	Vry et. al., 2004
Восточные Альпы	5	7.55.0±0.52***	Pollington, Baxter, 2010

*U–Pb, **Rb–Sr, ***Sm–Nd метод датирования.

образцов [5], на 4–5 порядков превосходят аналогичные оценки, основанные на данных лабораторных экспериментов, в которых лимитирующей стадией кристаллизации, как правило, выступают поверхностные реакции.

Параметрами кристаллизации порфиробласта граната, растущего в диффузионном режиме, являются коэффициент межзерновой диффузии D и разность концентраций наиболее «медленного» компонента межзерновой среды (в этом качестве часто рассматривается Al) в объеме породы и у поверхности зародыша ΔC . Эффективная величина D , оцененная с учетом наблюдаемой ширины реакционных корон и деплетированных зон вокруг зерен граната, заключена в пределах 10^{-15} – 10^{-14} см²/с (при 600 °C). Величина ΔC может быть найдена из уравнения параболической зависимости

$$r^2 = 2DV\Delta Ct,$$

где r – радиус сферического зародыша, t – продолжительность роста, V – мольный объем минерала (115 см³/моль). Например, при $r = 1$ –3 мм, $t = 1$ Ма значение ΔC составляет 10^{-4} – 10^{-3} моль/см³. Эта величина на несколько порядков превосходит концентрацию Al в водном растворе, равновесном со слоистыми водосодержащими силикатами, сосуществующими с гранатом (в условиях амфиболитовой фации), но сопоставима с концентрацией данного элемента в хлорите или биотите. Сказанное означает, что средой кристаллизации порфиробластов является межзерновое пространство, заполненное веществом, обладающим иными свойствами, нежели водный флюид. Последний вывод согласуется с экспериментально обоснованными представлениями о межзерновых границах, как о связанных друг с другом пограничных областях разупорядоченной кристаллической структуры толщиной от 2 до ~20 нм, в пределах которых главные и примесные компоненты обладают высокой подвижностью и характеризуются коэффициентами сегрегации (отношением концентрации компонента в пределах межзерновой границы к концентрации того же компонента в минерале) равными или заметно превышающими 1 [6–8].

Литература

1. Гульбин Ю.Л. // Записки РМО. 2011. Вып. 6. С. 1–19.
2. Ю.Л.Гульбин, Е.А.Сорокина, И.М.Гайдамако. // Труды III Ферсмановской сессии. Апатиты, 27–28 апреля 2006 г. Апатиты: Изд-во К&М, 2006. С 116–118.
3. Powell R., Holland T.J.B., Worley B. // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 577–588.
4. Гульбин Ю.Л. // Записки РМО. Вып. 6. 2010. С. 22–38.
5. Baxter E.F. // Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures / Ed. Vance D., Muller

W., Villa I. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2003. P. 183–202. 6. Dohmen R., Milke R. // Rev. Miner. Geochem. 2010. V. 72. P. 921–970. 7. Hiraga T., Anderson I.M., Kohlstedt D.L. // Nature. 2004. V. 427. P. 699–703. 8. Marquardt K., Ramasse Q.M., Kisielowski C., Wirth R. // Amer. Miner. 2011. V. 96. P. 1521–1529.

РУДОНОСНОСТЬ ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ

А.И. Гусев

(Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бийск, anzerg@mail.ru)

Введение. Шошонитовые гранитоиды характеризуются специфическими особенностями флюидного режима, определяющего потенциальную рудоносность расплавов фельзического состава. Магматогенные флюиды шошонитовых гранитоидов обладают повышенными содержаниями многих летучих компонентов (фтора, бора, углекислоты, хлора), комплексные соединения которых являются переносчиками различных металлов.

Распространённость рудоносных шошонитовых гранитоидов. С гранитоидами шошонитовой серии пространственно и парагенетически связан большой спектр эндогенных месторождений. Шошонитовые гранитоиды обнаруживают сложные мантийно-коровые взаимодействия при очень активных процессах в астеносфере, что приводит к сильной флюидизации такого магматизма, а это обуславливает и значительную потенциальную рудоносность магматизма шошонитовой серии. С гранитоидами шошонитовой серии связаны эпитермальные месторождения золота, золото-серебряные теллуридные жильные плиоценового возраста на Фиджи [1], сложные золото-серебряно-медные брекчиевые, скарновые и жильные мезотермальные золото-сульфидно-кварцевые олигоценного возраста в Нью Мексико в США [2], жильные медные и медно-золоторудные в Британской Колумбии США [3], известное золото-медное месторождение Россленд на юго-востоке Британской Колумбии [4], медно-молибден-порфиоровые месторождения палеогенового возраста (Кляймекс, Гендерсон и другие в штате Колорадо, США) [5], молибден-порфиоровое месторождение Шахтаминское в Забайкалье [6], медно-молибден-золото-порфиоровое месторождение Бингэм [7], а также Cu-Ag – порфиоровые объекты дуги Маккуори в Австралии [8], вольфрам-молибденовые месторождения позднепалеозойского возраста в Центральном Казахстане (Агадырский рудный район) [9]. Многообразные типы месторождений и проявлений молибдена, вольфрама, олова, меди, золота, тантала, ниобия, бериллия обнаруживают связь с шошонитовыми гранитоидами Горного, Рудного Алтая и Салаира [10]. По последним данным гигантское комплексное Au-W-Te-Pt-Pd месторождение Мурунтау (Узбекистан) формировалось в сложной постколлизийной обстановке, инициированной плюмтектоникой, а в его интрузивной и дайковой фациях просматривается близость к шошонитовой серии с образованием сиенитовой ветви магматизма [11]. Имеются сведения о связи жильного золото-кварцевого оруденения Янгзу с шошонитовыми гранитоидами (монцограниты плутонов Ниангиншань и Венуи) в Китае [12].

Шошонитовые гранитоиды широко распространены в пределах Монголо-Охотского пояса и особенно в его центральной части в пределах Забайкалья. Интрузии шошонитовой серии образуют многочисленные очаговые, вулкано-купольные, купольно-кольцевые, кальдерные структуры центрального типа и другие, сопровождаемые зонами с прожилково-вкрапленным, шокверковым оруденением. Высокий уровень летучих компонентов и воды в расплавах способствовал интенсивной эманационной дифференциации шошонитовых расплавов, чем и определялся широкий спектр элементов. Пространственно и парагенетически с ними связаны месторождения и проявления редких, цветных и

благородных металлов. В этом регионе наиболее известны Широкинский и Дарасунский рудный районы.

В Широкинском рудном районе выделяются Быстринский и Широкинский рудные узлы. Зоны рудной минерализации сходны между собой. В эндо- и экзоконтактах штокообразных тел, в участках развития карбонатных пород отмечаются залежи скарнов с борным и редкометалльным (W, Mo) оруденением: в контактах интрузий с доломитовыми известняками быстринской свиты – скарново-магнетитовое с людвигитом и шеелитом, а в контактах с известняками ильдижанской свиты – скарново-магнетит-шеелитовое с молибденитом. В этих же зонах, но уже с большим удалением от контактов интрузий развивается и турмалиновая минерализация, которая в средней части структуры уступает место колчеданной, а затем к периферии, в покровах вулканитов – полиметаллической, сульфосольной и во внешнем обрамлении покровов – реальгар-антимонитовой и антимонитовой. Дарасунская тектоно-магматическая структура осложнена мелкими структурами более высоких порядков, расположенных кольцом по её периферии. Каждая такая постройка представляет собой изолированный вулканический центр с жерловыми, субвулканическими, покровными и рудными фациями. Наиболее крупная из них Вершинно-Дарасунская (размерами 8-18 км), разбитая на Дарасунский, Теремкинский и Усть-Теремкинский блоки. На Дарасунском месторождении выделяется сложная по конфигурации каркасная интрузия плагиогранит-порфиров, сопровождаемых брекчиями взрыва (флюидо-эксплозивными). Комплексное золото-редкометалльное (золото-молибденит-шеелит-висмутин-теллуридное) оруденение связано с субвулканическими образованиями амуджиканского комплекса средне-верхнеюрского возраста. В пределах рудного поля эти образования представлены трещинными интрузиями – штоками плагиогранит – и гранодиорит-порфиров, дайками кварцевых доритовых порфиров, граносиенитов, гранофиов, фельзитов, пехштейнов, имеющих близость к шошонитовой серии.

Новые интересные данные по магматизму комплексного Au-W-Te-Pt-Pd месторождение Мурунтау локализованного в Центрально-Кызылкумской подзоне Южного Тянь-Шаня. На дневной поверхности в рудном поле месторождения Мурунтау магматические тела представлены Сардаринским штоком биотитовых гранодиоритов в 7 км к юго-востоку от месторождения, а также дайками, локализующимися в трёх поясах. Севернее и южнее месторождения трассируются обрамляющие рудное поле субширотные пояса, преимущественно, лампрофиов (керсантиты, реже – спессартиты). В центре рудного поля также субширотно протягивается пояс даек пёстрого состава – от диоритов до аляскитов. В пределах рудного поля, локализованного в над интрузивной позиции, скважинами на глубине выявлены биотитовые граниты Сардаринского штока, находящегося в 12-15 км к юго-востоку от месторождения. Глубокой скважиной СГ-10 в интервале глубин 4005-4294 м. вскрыт Мурунский аляскитовый гранит. По петро-геохимическим параметрам интрузивные образования Мурунской интрузии и дайковые образования отнесены к шошонитовой серии гранитоидов [11].

Расшифровка флюидного режима интрузивных образований золоторудного поля Мурунтау (табл.) показывает, что гранитоиды Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров характеризуются очень высокими давлениями ($9 \div 6$ МПа) (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах) и температурами (890-900°C) при кристаллизации, что отвечает условиям абиссальной фации. Во флюидном режиме гранитоидов отмечены высокие значения фугитивностей и парциальных давлений HCl , H_2O и CO_2 (табл.).

Флюиды характеризовались высокой восстановленностью ($K_{вос}$). Магматогенные флюиды имели низкие летучести кислорода и повышенные значения восстановленности флюидов в дайковых образованиях, а также заметно были обогащены водой, углекислотой

и хлором (табл.). Характерны более высокие значения восстановленности флюидов и концентрации фтора (M_{HF}) в постгранитных дайках, особенно в керсантитах, указывающие на подток более глубоких трансмагматических флюидов при их формировании.

Таблица

Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов месторождения Мурунтау

Параметры флюидного режима	Граниты Сардаринского массива	Аляскитовые граниты Мурунской интрузии	Дайки		
			Сиенит-порфиров	Гранодиорит-порфиров	Керсантитов
$T^{\circ}C$	900	870	890	900	910
fO_2	-12,4	-13,1	-13,6	-14,3	-14,8
fH_2O	3225	2350	3116	3872	3125
$p H_2O$	2820	2950	2610	3550	2810
$p CO_2$	2950	3100	2390	3728	4245
$lg/HF/lg/HCl$	-2,25	-2,1	-2,14	-1,55	-1,2
$K_{вос}$	0,71	0,72	0,77	0,85	0,88
y	186,3	187,2	188,4	190,8	191,2
M_{HF}	0,023	0,105	0,084	0,112	0,136

Примечание: $T^{\circ}C$ – температура кристаллизации пород; $f O_2$, $f H_2O$ – фугитивности кислорода и воды, соответственно, в 10^2 кПа; $p H_2O$, $p CO_2$ – парциальные давления воды и углекислоты, соответственно, в 10^2 кПа; $K_{вос}$ – коэффициент восстановленности флюидов по Ф.А. Летникову; y – потенциал ионизации биотитов по В. А. Жарикову; M_{HF} – концентрации плавиковой кислоты во флюидах в моль/дм³ по [13]. Характерны более высокие параметры парциальных давлений воды и углекислоты во флюидах аляскитовых гранитов Мурунской интрузии по сравнению с гранитами Сардаринского штока.

Возможно, что этот источник был глубже астеносферного, так как формирование комплексной рудной системы Мурунтау происходило в постколлизивной обстановке, инициированной плюмтектоникой [11]. Вероятно, формирование МРМС Мурунтау происходило в результате высокотемпературных сверхглубинных флюидов, характеризующихся повышенной магнезиальностью (широкий и мощный ореол флогопитовых метасоматитов) и обогащённостью S, Ni, Co, Au, Ag, Mo, Pt, Pd, Bi и другими, халькофильными элементами, имеющими первичную плюмовую природу, как это считает Ф.А. Летников [14]. Петрологические данные, приведенные нами выше указывают, что преобладающая часть интрузивных образований тяготеет и относится к шошонитовой серии различной эволюционной продвинутой породных типов, формирование которой связано с процессами мантийно-корового взаимодействия в результате функционирования активного плюма, дифференциации в глубинном очаге с участием фракционной кристаллизации полевых шпатов, контаминации корового материала [15, 16]. Предпочтительная связь золотого оруденения намечается для восстановленных плутонов с сульфидной магматогенной вкрапленностью, становление которых связано со значительной контаминацией углеродистого материала, где золото ведёт себя как несовместимый элемент в кислых расплавах. При этом золото будет накапливаться в заключительных фазах становления редуцированных плутонов и во флюидной фазе, что приводит к формированию концентрированного оруденения золота. Золоторудное месторождение Мурунтау формировалось по сложному сценарию несколько десятков миллионов лет, соизмеримых с функционированием плюма. Правильнее говорить о связи золотого оруденения не с

конкретным интрузивным импульсом, а с эволюцией глубинного магматического очага, в который поступали неоднократные инъекции и подпитка высоко восстановленных плюмовых и астеносферных источников. Из этого долгоживущего глубинного очага время от времени происходило отщепление магматических дериватов, восстановленных флюидных систем, формировавших громадные объёмы магнезиальных метасоматитов и мультистадиальных гидротермальных растворов, о чём свидетельствует большой временной разброс цифр магматизма, метасоматитов и рудных образований. Общий интервал времени - от рудного этапа к заключительному пострудному - составляет 76 млн. лет [11].

Заключение. Таким образом, с шошонитовыми гранитоидами связан обширный спектр оруденения различных геолого-промышленных типов оруденения, что связано с ангомальными параметрами флюидного режима и специфическими условиями становления магматитов.

Литература

1. *Anderson W.W., Eaton P.C.* // Journal Geochemical Exploration. 1990. V. 36. Pp. 267-296.
2. *Cepeda J.C.* // Geological Soc. Of America, Abstracts and Programs. 1990. V. 22. Pp. 5-6.
3. *Schroeter T.G., Lund C., Carter G.* Gold Production and Reserves in British Columbia // British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File. 1989. № 22. 86 p.
4. *Höy T., Dunne K.P.E., Werle D.* // Geological Field work 1991 – A Summary of the Field Activities and Current Research: British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1992. № 1. Pp. 261-272.
5. *Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А.* Рудные месторождения. Пер. с англ. / Под ред. В.И. смирнова. М.: Мир. 1966. 345 с.
6. *Таусон Л.В., Гундобина Г.М., Зорина Л.Д.* Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск, изд-во Наука: Сибирское отделение. 1987. 202 с.
7. *Landtwing M.R., Furrer C., Redmond P.B., et all.* // Economic Geol. 2010. V. 105. № 1. Pp. 91-118.
8. *Glen R.A., Crawford A.J., Cooke D.R.* The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis. Geoscience Australia. 2007. Pp. 65-68.
9. *Абрамов С.С., Борисовский С.Е.* // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 78-104.
10. *Гусев А.И., Гусев А.А.* Шошонитовые гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. М.: Изд-во РАН, 2011. – 128 с.
11. *Гусев А.И.* Постколлизийные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. Gamburg: Palmarium Academic Publishing. 2012. 190 с.
12. *Li J.-W., Li Z.-K., Zhou M.-F., Chen L., Bi S.-J., Deng Z.-D.* et al. // Econ. Geol. 2012. V. 107. Pp. 43-79.
13. *Аксюк А.М.* // Петрология. 2000. Т.10. № 6. С. 630-644.
14. *Летников Ф.А.* // Геология и геофизика, 2006. - Т. 47. - № 12. - С.1296-1307.
15. *Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М.* Петрология и рудоносность Белокурихинского комплекса Алтая. Бийск: БПГУ. 2008. 193 с.
16. *Костицин Ю.А.* // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123-1138.

СУБДУКЦИОННЫЙ И КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ОБЛАСТИ

Н.И.Гусев, С.П.Шокальский

(ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, nikolay_gusev@vsegei.ru)

Введение. Метаморфическими породами в юго-западной части Алтае-Саянского орогена (АСО) сложены тектонические блоки вблизи крупных тектонических швов – Шапшальского, Алтае-Кузнецкого и Чарышско-Терехтинского (рис.). Степень метаморфизма пород в них изменяется от эклогитовой и амфиболитовой до зеленосланцевой фации умеренных и повышенных давлений. Наиболее дискуссионной является природа блоков умеренно-низкобарических средне- и высокотемпературных метаморфических комплексов, которые иногда рассматриваются в качестве выступов фундамента каледонид. В западной части АСО предполагается наличие докембрийского Алтае-Монгольского микроконтинента [1] и метаморфизованных флишевых отложений пассивной континентальной окраины.

Методика и объекты исследований. Петрографо-минералогическими и изотопно-геохимическими исследованиями были охвачены амфиболит-эклогитовый балтырганский комплекс в Алтае-Кузнецкой разломной зоне, три гнейсово-кристаллосланцевых комплекса: чуйчинский, курайский, южно-чуйский и обрамляющих их флишево-зеленосланцевые

образования башкаусского и катунского метаморфических комплексов (рис.). Определение U-Pb возраста циркона осадочных и метаморфических пород в локальном варианте (SHRIMP II) в комплексе с геохимическими данными позволили получить достоверные сведения о количестве и времени проявления метаморфических событий, составе протолитов и времени накопления осадочных пород.

Субдукционный метаморфизм. Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс представлен несколькими тектоническими пластинами эклогитсодержащих гранатовых амфиболитов, глаукофановых и стильпномелановых сланцев в ассоциации с ультрамафитами [2]. Эклогиты и гранатовые амфиболиты образованы по базитовому протолиту с геохимическими характеристиками N-MORB-типа. Формирование высокобарических пород было связано с погружением metabазитов в зоне субдукции на глубину порядка 60 км, соответствующую давлению 2 ГПа. Возраст субдукционного (эклогитового) метаморфизма 619 ± 13 млн лет получен по циркону, который по геохимическим данным кристаллизовался в восстановительной обстановке в равновесии с гранатом ($Lu_N/Gd_N = 6.2-7.5$), что соответствует эклогитовому парагенезису. Источником вещества для эклогитов служила деплетированная мантия с характеристиками $\varepsilon_{Nd}(T_{620}) = +10.4$; $\varepsilon_{Sr}(T_{620}) = +7.66$ и модельным возрастом T_{DM} эклогитового протолита 658 млн лет. В гранатовых амфиболитах наряду с эклогитовым цирконом присутствуют зерна и каймы обрастания с более высоким содержанием тяжелых РЗЭ и заметно выраженным Еu-минимумом, что можно интерпретировать как ретроградные изменения эклогитовых пород в условиях амфиболитовой фации и участие в парагенезисе плагиоклаза. Конкордантное значение возраста гранатовых амфиболитов 604 ± 6 млн лет соответствует ретроградному амфиболитовому метаморфизму, связанному с эксгумацией высокобарических пород. В гранатовых амфиболитах содержатся плагиогранитные мигматиты, циркон которых отличается по морфологии и составу от эклогитового и амфиболитового. Он имеет магматическое происхождение и U-Pb конкордантный возраст 610 ± 3 млн лет, в пределах ошибки измерений совпадающий с временем экспонирования эклогитов.

Коллизионный метаморфизм. Метаморфические комплексы, сформированные в связи с коллизионными событиями в западной части АСО, были изучены по обе стороны от Алтае-Кузнецкой сuture. К северо-востоку от нее – чульчинский и курайский гнейсово-сланцевые комплексы и зеленосланцевый башкаусский комплекс. К юго-западу – южно-чульский гнейсово-сланцевый и зеленосланцевый катунский комплекс [3, 4].

Чульчинский метаморфический комплекс характеризуется метаморфической зональностью андалузит-силлиманитовой фациальной серии. В гранат-силлиманит-биотитовых гнейсах циркон двухфазный. Метаморфические оболочки (Th/U 0.01 – 0.07) по 29 измерениям дали конкордантный среднеордовикский возраст 467 ± 3 млн лет (СКВО 0.38, вероятность конкордантности 0.54). Две метаморфические оболочки имеют сходный между собой ранневендский возраст 583 и 586 млн лет. Вероятнее всего эти зерна циркона являются детритовыми, поскольку получено несколько замеров по ритмично зональным (магматическим) ядерным частям двухфазных зерен от позднего венда (555 ± 10 млн лет) до раннего ордовика (480 ± 9 и 473 ± 8 млн лет). В ядрах циркона установлены также единичные значения 705 ± 12 млн лет (RF₃) и 1375 ± 23 млн лет (RF₁). Таким образом, верхний возрастной предел осадконакопления протолита гнейсов чульчинского комплекса – ранний ордовик, а возраст метаморфизма – среднеордовикский.

Курайский метаморфический комплекс относится к кианит-силлиманитовой фациальной серии. В кианитовых гнейсах преобладают кембрийские детритовые цирконы с тонкой ритмичной зональностью, высоким Th/U отношением и конкордантным возрастом 510 ± 7.5 млн лет (рубеж C_1 и C_2). Редкий метаморфогенный циркон имеет возраст 444 ± 10 млн лет ($O_3 - S_1$) и 423 ± 9 млн лет ($S_1 - S_2$). Возраст преобладающего более позднего

метаморфического циркона 380 ± 7 млн лет (D_3). Конкордантный возраст магматического циркона из гранитогнейсов в курайском комплексе – 443 ± 10 млн лет (рубеж O_3 и S_1).

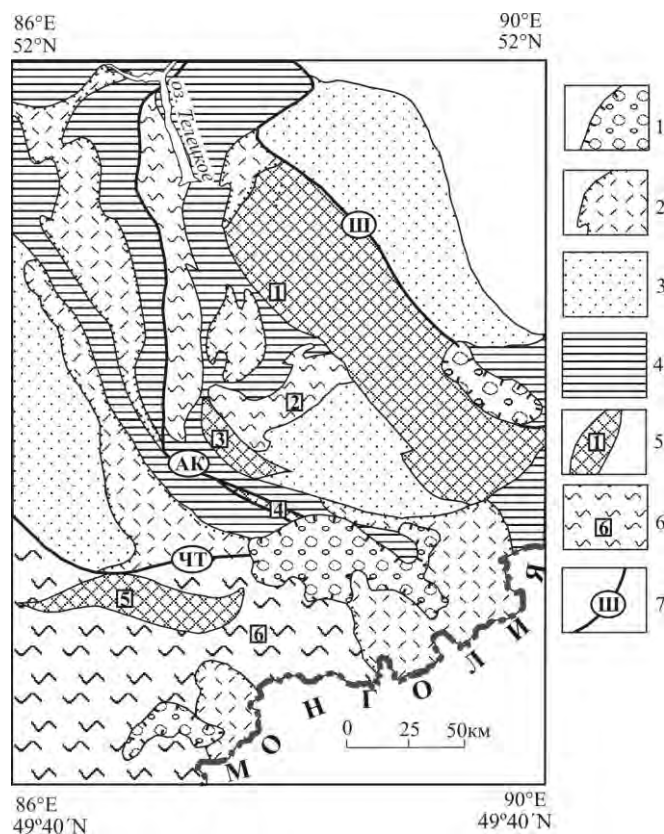


Рис. Структурно-геологическая схема метаморфических комплексов западной части АСО
 I – кайнозойские межгорные впадины; 2 – девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные прогибы; 3 – турбидитовые аккреционные призмь кембрия-ордовика; 4 – вулканогенно-осадочные комплексы венд-кембрийской островной дуги; 5 – блоки метаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма и участки исследований метаморфических комплексов: 1 – чульчинского, 3 – курайского, 4 – балтырганского, 5 – южно-чуйского; 6 – зеленосланцевые метаморфические комплексы и участки их изучения: 2 – башкаусского, 6 – катунского; 7 – крупные разломные зоны: Ш – Шапшальская, АК – Алтае-Кузнецкая; ЧТ – Чарышско-Терехтинская.

В них также присутствует метаморфический циркон с возрастом 387 ± 11 млн лет (D_2), близкий по времени к метаморфогенному циркону в кианит-силлиманитовых гнейсах.

Башкаусский зеленосланцевый комплекс сформирован по флишоидам в обрамлении курайского комплекса. Возраст преобладающих детритовых зерен циркона магматического типа 518 ± 5 млн лет (C_1). Присутствуют зерна с возрастом 800-1000 млн лет (RF_3) и 2050 млн лет (KR_1).

В кианит-силлиманитовых гнейсах южно-чуйского метаморфического комплекса распространены детритовые цирконы с тонкой ритмичной магматической зональностью, образующие два кластера, один с возрастом $530 \pm 3,5$ млн лет (C_1) и второй – 503 ± 4 млн лет (C_3). Единичные зональные обломочные зерна докембрийских цирконов имеют возраст ядер 1897 – 616 млн лет (KR_2 – RF_3) и каеок 600 – 560 млн лет (V). Наиболее древние

метаморфогенные цирконы имеют возраст 491 ± 6 млн лет (рубеж $\text{Є}_3 - \text{O}_1$). Наряду с ними установлены оболочки метаморфогенного циркона с возрастом 425 ± 10 (рубеж $\text{S}_1 - \text{S}_2$) и 393 ± 10 млн лет (D_2). Плагิโอгранито-гнейсовая лейкосома в мигматитах южно-чуйского комплекса содержит циркон с конкордантным возрастом 468 ± 5 млн лет (O_2).

Катунский зеленосланцевый комплекс, развитый в обрамлении южно-чуйского кианит-силлиманитового комплекса, образован по флишоидам горно-алтайской серии. Он содержит четыре возрастных кластера детритового циркона. Наиболее многочисленны цирконы с возрастом 525 – 540 млн лет (Є_1). Меньше распространены зерна с возрастом 494 – 502 млн лет (Є_3). Циркон обеих групп имеет тонкую ритмичную (магматическую) зональность и умеренно высокие Th/U отношения. Остальные три возрастных кластера имеют возраст: 840 ± 78 млн лет (RF_3), 1997 ± 110 млн лет (KR_1) и 2893 ± 140 млн лет (LP_2). Таким образом, верхний возрастной предел формирования метапесчаников катунского комплекса 494 млн лет (Є_3).

По геохимическим данным установлена идентичность состава гнейсов метаморфических комплексов и зеленосланцево-измененных флишоидов. Спектры распределения редких земель и содержания малоподвижных при метаморфизме элементов (Zr, Co, Sc, Th и др.) в гнейсах полностью перекрывают значения, установленные в зеленых сланцах и метапесчаниках. Все изученные разновидности пород имеют геохимические характеристики граувакк, формирующихся в обстановке островных дуг [3].

Заключение. Гнейсы чульчинского, южно-чуйского и курайского метаморфических комплексов не являются выступами метаморфического основания каледонид, в связи с присутствием в их составе детритовых кембрийских цирконов магматического типа. Гнейсы имеют коллизионное происхождение и раннеордовикский возраст метаморфизма НТ/ЛР типа, который по времени проявления соответствует масштабным аккреционно-коллизионным процессам, охватившим значительную часть Центральной Азии. Близость во времени процессов осадконакопления и метаморфизма турбидитов башкаусского и катунского комплексов свидетельствует, что метаморфические процессы в низах флишоидных серий сопровождались лавинной седиментацией в верхних частях разреза. Размываемая венд-кембрийская система вулканической дуги обусловила обилие в осадочных протолитах метаморфических пород детритовых ранне-среднекембрийских магматических цирконов. Наряду с ними в составе области питания осадочного бассейна, по-видимому, присутствовали блоки зрелой докембрийской континентальной коры, поставлявшие цирконы нескольких дискретных возрастных групп от позднего рифея до позднего архея.

Метаморфические и магматические события в курайском блоке приходятся на рубеж позднего ордовика и раннего силура. Цирконы этого возраста не зафиксированы ни в чульчинском, ни в южно-чуйском блоках метаморфических пород, что указывает на локальный характер позднеордовикско-раннесилурийских метаморфо-магматических процессов в Алтае-Кузнецкой зоне разломов.

В курайском и южно-чуйском полихронных метаморфических комплексах отмечаются единичные метаморфогенные цирконы с возрастом рубежа силур – девон ($422 - 425 \pm 10$ млн лет), соответствующим времени заложения девонских вулканических прогибов в обстановке континентального растяжения. Также отчетливо проявлено среднедевонское метаморфическое событие ($387 - 393 \pm 10$ млн лет). В Горном Алтае этот метаморфизм предшествует формированию гранитоидных батолитов с возрастом ~ 375 млн лет (кубадринский и юстыдский комплексы). Судя по тесной временной связи базитового и гранитоидного магматизма это метаморфическое событие было индуцировано мантийными процессами и формированием термальных куполов в связи с внедрением в кору базитовой магмы в обстановке растяжения [5].

Работа выполнена при поддержке федеральной программы геологоразведочных работ по изучению и воспроизводству минерально-сырьевой базы России (Роснедра Минприроды России) в рамках объекта: «Оценка потенциально-ресурсных минерагенических зон аккреционно-коллизийных областей и областей активизации Урала, Сибири и Дальнего Востока» (Гос. контракт № АМ-02-34/32).

Литература

1. Добрецов Н. Л., Буслов М. М. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1911-1926.
2. Гусев Н.И. // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2011. С. 55-59.
3. Гусев Н. И., Шокальский С. П. // Природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск: ИП Высоцкая Г. Г. 2010. № 12. С. 72-80.
4. Gusev N., Kruk N., Shokalsky S. // Geodynamic Evolution, Tectonics and Magmatism of the Central Asian Orogenic Belt: Abstracts of International Workshop. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. 2010. P. 33-35.
5. Гусев Н. И., Шокальский С. П., Вовшин Ю. Е. и др. // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 82-98.

ТИПЫ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Б.Б. Дамдинов

(Геологический институт Сибирского отделения РАН, Улан-Удэ, damdinov@gin.bscnet.ru)

Обнаружение минералов и повышенных концентраций благородных металлов в апобазитовых и апоультрабазитовых метасоматитах заставляет вернуться к вопросу о происхождении этих образований и условиям концентрирования в них ЭПГ на примере базит-ультрабазитов офиолитовой ассоциации. Одним из типов таких образований являются сульфидные руды, месторождения которых широко распространены в ультрабазитах Урала [6, 8]. В пределах офиолитового комплекса Восточного Саяна известно большое количество гидротермально-метасоматических проявлений рассеянной сульфидной минерализации, большинство из которых сосредоточено в районе Оспинско-Китойского массива и его обрамления. Детального изучения состава таких проявлений ранее не проводилось. Были выявлены лишь повышенные содержания Ni, Cu и, участками, Pt и Pd. Однако типизации проявлений и распределения ЭПГ по типам минерализации проведено не было в связи с отрицательной оценкой этих объектов для промышленного освоения. Тем не менее, зоны сульфидной минерализации могут представлять интерес, прежде всего в научном плане, для изучения геохимии благородных металлов при различных вторичных процессах в ультрабазитах, а также в связи с концентрированием ЭПГ в зонах сульфидизации.

Исходя из поставленной задачи, в докладе приведены данные о минералогическо-геохимических особенностях разных типов сульфидной минерализации и сведения о концентрациях благородных металлов.

Выходы офиолитов в юго-восточной части Восточного Саяна образуют две прерывистых ветви (Ильчирскую и Боксон-Харанурскую), обрамляющие с трех сторон образования Гарганской глыбы. На пересечении Ильчирского и Боксон-Харанурского поясов расположен Оспинско-Китойский гипербазитовый массив, представляющий собой участок офиолитового покрова, расчлененный на несколько пластин, подстилаемых зонами серпентинитового меланжа. Кроме указанных ветвей, в северной части некоторыми исследователями выделяется Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс [4, 9].

Проведенное изучение сульфидной минерализации в офиолитовых ультрабазитах позволило выделить несколько типов оруденения:

1. Рассеянная прожилково-вкрапленная Ni-Co сульфидная минерализация;

2. Сульфидная Cu-Ni минерализация густовкрапленная;
3. Cu сульфидная минерализация;
4. Пирит-пирротиновая минерализация в породах кумулятивного комплекса;
5. Сульфидно-полиметаллическая минерализация в лиственитах.

Проявления **рассеянной Ni-Co минерализации** приурочены, как правило, к приконтактовым частям тел серпентинитов, чаще всего, в зонах тектонических нарушений (меланжа). Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (3-5 об.%). Сульфидные минералы серпентинитов представлены пиритом, миллеритом, зигенитом, халькопиритом, реже галенитом и Fe-Ni-Co минералом, отвечающим по составу железистому зигениту (Fe-зигенит). Минералы присутствуют в виде редкой вкрапленности и мелких прожилков, не образуя крупных скоплений. Основная масса сульфидных минералов приурочена к поздним антигоритовым и хризотил-антигоритовым серпентинитам. Однако, несмотря на присутствие сульфидов в сульфидизированных серпентинитах, содержания Ni и Co в целом соответствуют содержаниям последних в дунитах. Из благородных металлов в сульфидизированных серпентинитах преобладает Pt, содержание которой достигает 0,34 г/т, также несколько повышенные содержания имеют Pd- до 0,07 г/т и Rh – до 0,085 г/т. Содержания остальных платиноидов незначительны, лишь одна проба обогащена Ru, Ir и Os – до 0,14 г/т в сумме, что связано с присутствием шлировидных обособлений хромитовых руд в породе. Концентрации золота лишь в единичных пробах достигают 0,044 г/т. Собственные минеральные фазы ЭПГ не обнаружены. Накопление благородных металлов происходит преимущественно в сульфидных минералах, что доказано изучением распределения Au, Pt и Pd в сульфидном, магнитном и хромитовом концентратах.

Густовкрапленное Cu-Ni оруденение локализовано в пластине гипербазитов, представляющей фрагмент офиолитового покрова. Зона расположена в левом борту долины р. Арлык-Гол, которая на этом участке скульптурирована ледником и изобилует коренными обнажениями. Следует отметить, что зона сульфидизации расположена вблизи контакта гранитоидного массива. Медно-никелевая минерализация представлена ассоциацией халькопирит-пирротин-пентландит, с подчиненным количеством пирита. Следует отметить, что за исключением хромита, все рудные минералы часто рассеяны кристаллами антигорита, что свидетельствует о субсинхронном формировании рудной минерализации с антигоритизацией ранних серпентинитов.

Концентрации Pt и Pd в сульфидных рудах достигают 0.025 и 0.015 г/т. Содержания других благородных металлов – ниже предела обнаружения.

В рудах повышены концентрации Cu (до 0.56 вес.%), в отдельных пробах Cr до 1.34 вес.%, умеренно повышены содержания As и Sb. Концентрации Ni соответствуют содержаниям этого элемента в серпентинитах (достигает 2170 г/т, при среднем значении - 865 г/т)

Медное оруденение (Борнитовое проявление) приурочено к зоне расщепления и родингитизации в серпентинитах, Медное оруденение приурочено к зоне расщепления и родингитизации в хризотил-антигоритовых серпентинитах. Среди родингитов выделяются следующие разновидности: гранат-хлоритовые и хлоритовые с апатитом, гранат-хлорит-тремолитовые, хлорит-альбит-клинопироксен-гранатовые, а также метабазитами альбит-хлорит-цоизит-эпидотового состава. Вблизи рудной зоны отмечаются также выходы жил пироксенитов. Главные минералы: магнетит, гематит, халькопирит, борнит, ковеллин, редко хизлевудит, орселит, пентландит. Содержания Cu и Ni в породах достигают 0,16 и 0,21 вес.% соответственно. Следует отметить, что в одной пробе повышены концентрации Au до 0.35 г/т, Ag (до 19.5 г/т) и As (до 160 г/т) и Sb (до 986 г/т). Концентрации ЭПГ низкие, на уровне первых мг/т, лишь в единичных пробах достигают 0.01 г/т Pt.

Рассеянная **пирротин-пиритовая минерализация** фиксируется практически по всей

площади Саган-Сайрского ультрабазит-базитового массива, представляющего собой фрагмент кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации. Более густовкрапленные зоны сульфидизации слагают протяженные полосы, достигающие первых сотен м по простиранию и до 10 – 20 м по мощности. Преобладающим сульфидным минералом в метабазах и метапироксенитах является пирит с редкими включениями халькопирита и галенита, в серпентинитах – пирротин. Сульфидизированные породы, вне зависимости от состава силикатных пород характеризуются устойчиво повышенными концентрациями Pt и Pd в районе 0.0n – 0.n (до 0.39 г/т суммы Pt+Pd) г/т. Содержания остальных ЭПГ, в частности Ir и Rh имеют значения в первые мг/т, либо ниже предела обнаружения. Собственные минеральные фазы ЭПГ не установлены, но их наличие предполагается, судя по распределению благородных металлов в вале и пирите.

Сульфидно-полиметаллическая минерализация установлена в фуксит-карбонат-кварцевых лиственитах, слагающих преимущественно экзоконтактовые части гранитоидных интрузий, прорывающих ультрабазиты. Сульфидные минералы присутствуют в виде вкрапленности, прожилков, крупных гнезд и представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, реже блеклыми рудами, самородным золотом состава Au_2Ag с примесями Cu (до 2.94 мас.%) и Hg (до 0.35 мас.%). Содержания Pt достигают 0.095 г/т в отдельных пробах, содержания остальных платиноидов низкие. Содержания золота и серебра достигают следующих значений 1.5 г/т Au и 71.2 г/т Ag.

Полученные данные по изотопному составу сульфидной серы из некоторых типов оруденения показали следующие результаты. Пирит из сульфидизированных серпентинитов эндоконтакта Оспинско-Китойского массива имеет значения $\delta^{34}S$ – (+31.9 – +34.2‰). В непосредственном контакте с ультрабазитами в этом месте залегает толща известняков и доломитов горлыкской свиты. Следовательно, поступлением серы из известняковой толщи можно объяснить появление сульфидной минерализации в приконтактовых частях ультрабазитового массива. В то же время, пирит из толщи темно-серых углеродисто-кварц-серицитовых сланцев оспинской свиты имеет значения $\delta^{34}S$ (+4.6 – +4.7‰), которые близки к ювенильному источнику. Следует отметить относительно узкий предел колебания значений $\delta^{34}S$ в пирите из сланцев. Пирит из сульфидизированных метабазов имеет различные значения $\delta^{34}S$ в похожих образцах (+0.7 и +8.7‰). Учитывая такую гетерогенность изотопных составов сульфидной серы, говорить о конкретном источнике вещества невозможно. Наличие значений $\delta^{34}S$, близких к нулю, свидетельствует о мантийном источнике, однако те же породы имеют и более «тяжелую» серу, появление которой можно связать с участием морской воды в процессе сульфидообразования. Однозначно можно установить, что источником серы в приконтактовых сульфидных проявлениях являются соседствующие осадочные карбонатные породы. Ещё одной особенностью геохимии изотопов серы является полное отсутствие отрицательных значений $\delta^{34}S$, что свидетельствует об отсутствии восстановленной осадочной серы в процессе сульфидообразования при вторичных изменениях базит-ультрабазитов.

Известно, что серпентинизация гипербазитов происходит в температурном интервале 220 – 460°C [2, 13 и др.]. Источником воды в них считаются океанические, метеорные и метаморфогенные воды, в подчиненном количестве могут присутствовать и воды магматического генезиса, что, однако является спорным вопросом [1, 2, 12, 13]. Формирование сульфидной минерализации также происходит в интервале температур 300 – 460°C, т.е. соответствует условиям антигоритовой серпентинизации [6]. Это обосновывается также совместной наблюдаемой в шлифах кристаллизацией антигорита и сульфидных минералов. В подобных условиях, по-видимому, происходит и сульфидизация метабазов, распространенных в пределах выходов пород кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации.

Проблеме происхождения родингитов посвящено много работ [3, 5, 7, 10, 11 и др.]. Многими исследователями считается, что их происхождение связано с поступлением Са в контактирующие с ультрабазитами породы (чаще всего основного состава) при серпентинизации перидотитов. Р-Т условия формирования родингитов соответствуют температурам 200 - 400°C и давлениям 1-2 либо 7-9 кбар.

Происхождение рудоносных лиственитов напрямую связано с воздействием интрузивных тел на серпентиниты и привнесом рудообразующих компонентов как из интрузий, так и, возможно, из вмещающих толщ. Р-Т условия формирования лиственитов соответствуют значениям $T=340-460^{\circ}\text{C}$ при давлениях 0.6 – 1.5 кбар.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №10-05-00012

Литература

1. Бужайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г., Савельев А.А., Савельева Г.Н. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука. 1983, 183 с. 2. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986, 224 с. 3. Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч. // "Геология и геофизика". 2004. т.45, №5. с. 277 – 287. 4. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985, с. 34 – 58. 5. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. // Тихоокеанская геология, 1992, №2, с. 53 – 65. 6. Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с. 7. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. // Литосфера. 2006. № 1. с. 113-134. 8. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: изд-во УГГА. 2001, 622 с. 9. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. // Отечественная геология, 2002, №1, с. 45 – 51. 10. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999, 153 с. 11. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о "золото-родингитовой" формации). М.: Научный Мир. 2002. 216 с. 12. Уханов А.В., Устинов В.И., Девирц А.Л. // Геохимия, 2002, №12, с.1306 – 1313. 13. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977, 312 с.

ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА КАЧЕСТВО КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА)

Л.А. Данилевская

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, danilevs@krc.karelia.ru)

Формирование кварцевого сырья промышленного значения происходит при ТР-параметрах от 100 до 550°C и 0,1-9 кбар, широкий диапазон которых обуславливает различную специфику сырья [2, 4].

Карело-Кольский регион характеризуется неоднократным проявлением процессов тектоно-магматической активизации, метаморфизма и метасоматоза, в результате которых часто сформировавшиеся кварцсодержащие породы вовлекались в последующие геологические события и неоднократно испытывали процессы деформации и перекристаллизации. Разнообразие генетических типов кварцевых образований обусловлено развитием на данной территории различных геолого-фациальных комплексов пород, отличающихся по составу, генезису, геохимической специфике рудоконтролирующих растворов, РТ-условиям формирования. Все эти факторы определяют специфику типоморфных свойств кварца и соответственно его качество.

Качество кварцевого сырья определяется наличием примесей в кварце (минеральных, газово-жидких, структурных) и возможностью их удаления из него.

В пределах Беломорского подвижного пояса – области проявления прогрессивного полиметаморфизма высоких давлений кианит-силлиманитового типа и средних температур

(эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций) - широко распространены пегматиты, образование которых связано с проявлением метасоматоза и пегматитогенеза свекофенского периода. Ядерный и блоковый кварц пегматитов долгое время считался наиболее перспективным типом кварцевого сырья в пределах региона. Для кварца из пегматитов данной провинции наиболее распространенными минеральными примесями являются мусковит, полевой шпат, кальцит. При этом наиболее трудноудаляемыми являются плагиоклаз и К-полевой шпат микронных размеров внутри зерен кварца. Характерна высокая газонасыщенность. Повышенные температуры образования данного кварца обуславливают высокие концентрации структурных примесей, особенно Al и Ti. Наиболее чистыми по данным предварительного обогащения являются кварц из блоковых частей мусковит-керамических пегматитов (табл. 1).

Таблица 1

Средние содержания основных элементов-примесей в кварцевых концентратах предварительного обогащения из пегматитов Беломорской провинции, ppm

Тип пегматита	Fe	Ti	Zr	Al	Mn	B	Mg	Ca	K	Na	Li	P	Сумма
Мусковит-керамические	2,08	4,65	0,03	60,5	0,1	0,92	0,45	12,3	7,6	13,7	4,35	0,06	106,77
Мусковитовые	3,5	7,55	0,16	110	0,11	1,07	1,68	16	32,8	59,5	2,03	0,2	234,55
Мусковит-редкометалльн.	1,9	6	0,13	220	0,11	0,68	0,65	7,9	125	148	1,7	0,2	512,27

Жильный гранулированный кварц, характеризующийся повышенной прозрачностью и химической чистотой, что определяет его пригодность для плавки прозрачного кварцевого стекла, образуется в результате метаморфизма или диафтореза первично зернистого, как правило, стекловидного кварца.

В пределах Карело-Кольского региона жильный гранулированный кварц образовывался в различных геолого-фациальных и термодинамических условиях. Формирование жильной зоны месторождения Перчатка (Беломорский подвижный пояс), связано с образованием гнейсо-мigmatитового комплекса и интенсивным проявлением регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций дистен-силлиманитовой серии при высоком давлении и температуре. Грануляция кварца обусловлена α - β инверсией и последующей рекристаллизацией, происходивших в неспокойной тектонической обстановке. В результате образовался неравномернозернистый гранулированный агрегат кварца. Характерно присутствие большого количества минеральных примесей: мусковит, плагиоклаз, К-полевой шпат, эпидот, амфибол, кальцит, а также присутствуют биотит, апатит, хлорит, кианит, сульфиды, рутил. Микровключения внутри зерен кварца (плагиоклаза, амфибола, К-полевого шпата, эпидота) могут значительно затруднять процессы обогащения кварцевого сырья.

Формирование жил с гранулированным кварцем в пределах Больших Кейв (г. Песцовая Кейва), локализованных в кварц-мусковитовых сланцах песцовотундровской свиты, и Малых Кейв (уч. Маягино), локализованных в зоне контакта кианит-мусковитовых сланцев червуртской свиты с метабазами и породами Имандра-Варзугской зоны, связано с образованием зон сдвиговых деформаций на фоне регионального метаморфизма амфиболитовой фации ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации (повышенных давлений) (Бельков, 1963). Интенсивное проявление стресс-метаморфизма обусловило образование катаклаз-гранулированного кварца, представленного крупнозернистым агрегатом зерен с гранобластовой неравновесной структурой. Основные минеральные примеси в кварце жилы г. Песцовая: мусковит, биотит, хлорит, сульфиды. Характерной особенностью является наличие рутиловых иголок внутри зерен кварца, которые

значительно ухудшают качество сырья. Для гранулированного кварца участка Маягино основной минеральной примесью является мусковит, который развит по трещинкам и на границах зерен.

Образование жильного гранулированного кварца участка Рухнаволоок (Северо-Карельский зеленокаменный пояс) происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений с проявлениями перекристаллизации и грануляции кварца в результате диафореза. Сформировался среднезернистый гранулированный кварц с гранобластовой равновесной структурой. Основные минеральные примеси: слюды, полевошпат, амфибол. Характерной особенностью является наличие единичных включений волосовидного рутила в зернах кварца.

В целом перекристаллизация и грануляция кварца в условиях повышенных температур и давлений приводит к очищению кварца от газово-жидких и минеральных включений, но вместе с тем содержание структурных примесей остается довольно высоким (Данилевская, Раков, 2006). Повышенные концентрации Ti, как правило, связаны с присутствием рутиловых иголок в гранулированном кварце. Наиболее чистый кварц образован в условиях стресс-метаморфизма (Маягино) (табл. 2).

Таблица 2

Среднее содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах из гранулированного кварца после предварительного обогащения, ppm

Название	Fe	Ti	Zr	Al	Mn	Zn	B	Mg	Ca	Cu	K	Na	Li	P	Сумма
Перчатка	4,46	2,44	0,02	102,8	0,1	0,04	0,37	1,66	29,2	0,02	14,6	42,2	3,86	0,01	201,78
Песцовая К.	1,4	10	0,016	54	0,03	0,038	0,11	0,48	1,9	0,019	4,7	4,5	0,48	0,1	77,773
Маягино	0,68	1	0,02	18	0,02	0,023	0,15	0,44	4,6	0,023	2,9	8,3	0,28	0,01	36,446
Рухнаволоок	0,94	3,04		33,8	0,43			0,25	3,5	0,43	3,68	18,27	3,16		67,5

Жильный кварц, образованный в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, характеризуется повышенной газонасыщенностью и минерализованностью, вместе с тем перекристаллизация данного кварца в условиях пониженных температур и давлений приводит к образованию вторично рекристаллизованного химически чистого кварца. Содержание структурных примесей в таком кварце минимальное (Данилевская, Раков, 2006). Данный кварц можно считать нетрадиционным, но очень перспективным типом кварцевого сырья. Основной проблемой при обогащении является удаление газово-жидких и микроминеральных примесей (в основном мусковита и кальцита).

Особую роль в формировании кварцевых образований на территории Карело-Кольского региона сыграли процессы метасоматоза. В пределах Хизоваарской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса в результате проявления кислотного выщелачивания на регрессивной стадии регионального метаморфизма сформировались толщи кварц-кианитовых (месторождение Северная линза) и кварц-мусковитовых (месторождение Восточная Хизоваара) метасоматитов, в которых содержание кварца составляет в среднем 60-70%, он характеризуется абсолютной прозрачностью и химической чистотой и может рассматриваться как попутный компонент при комплексном освоении месторождения. Однако присутствие большого количества мелких включений рутила в зернах кварца в кварц-кианитовых метасоматитах значительно затрудняет получение высокочистых кварцевых концентратов. А неоднородность проявления метасоматоза кварц-мусковитовой фации (по узким зонам расланцевания) на месторождении Восточная Хизоваара затрудняет процессы извлечения и обогащения кварца из-за неоднородности минерального состава.

Процессы очищения кварца в результате рекристаллизации из-за проявления наложенного метасоматоза наблюдаются в кварце проявления Степаново озеро, где валовое

содержание микропримесей уменьшается от мелкозернистых кварцитов (681,3 ppm) к сливным кварцитами (212,6 ppm) а в жильном кварце составляет 73,3 ppm.

С проявлениями низкотемпературной метасоматической переработки на поздних стадиях формирования жильного золоторудного кварца месторождения Майское связано не только появление золото-сульфидной минерализации, но перекристаллизация кварца с формированием химически чистого кварца с минимальным содержанием структурных примесей и невысокой газонасыщенностью. Данный кварц может рассматриваться как перспективное нетрадиционное кварцевое сырье для получения высокочистых кварцевых концентратов.

Литература:

1. Бельков И. В. Киаитовые сланцы свиты Кейв. М., 1963. 320 с. 2. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М., 1988. 216 с. 3. Данилевская Л. А., Раков Л. Т. // Результаты фундаментальных и прикладных исследований по разработке методик технологической оценки руд металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ: сб. науч. ст. по матер. I Рос. семинара по технологической минералогии. Петрозаводск, 2006. С. 119-124. 4. Крылова Г.И. // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений: тез.докл. М., 1997. С. 49-51.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КОЖИМСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

Ю.В.Денисова

(Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, yulden777@yandex.ru)

Кожимский массив представляет собой группу вытянутых изолированных тел, расположенных по обоим берегам реки Кожим, на отрезке долины от ручья Игшор на юге до реки Большая Катамбаю на севере. Крупнейшее из них с площадью более 25 км² иногда называется Северокожимским массивом, причем основная часть данного тела располагается в бассейне реки Кузьпуаю, но его восточная переходит на правый берег Кожима. Южнокожимский массив, являющийся вторым по площади среди тел, составляющих Кожимский гранитный массив, находится также на левом и правом берегах Кожима в бассейнах рек Осею и Понью.

Кожимские граниты представляют собой плотные слегка гнейсовидные среднезернистые лейкократовые породы розового с хорошо выраженным зеленовато - серым оттенком. По составу породы Кожимского массива изменяются от лейкогранитов до аляскитов. Главными минералами являются калиево- натриевый щелочной полевой шпат (40- 60 %), плагиоклаз (до 15 - 20 %) и кварц (35-45 %). Постоянно присутствует биотит (до 5 %) и мусковит (до 5-7 %).

Из акцессорных минералов, кроме изученного циркона, наиболее характерны ортит и апатит. Содержание рудных минералов незначительное и составляет менее 0,05 %. Данные минералы представлены преимущественно магнетитом, который является характерным для гранитов, а также различными сульфидами (пиритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, сфалеритом), более распространенными в катаклазитах.

Циркон представлен преимущественно хорошо ограниченными кристаллами трех типов. Кристаллы первого типа светлоокрашенные (от бесцветного до светло-коричневого) прозрачные короткопризматические, размером 0.05–0.25 мм. Коэффициент удлинения 0.6–1.2. Внутреннее строение однородное. При катодолюминесцентном свечении наблюдается симметричная зональность. Ко второму типу относятся темные (преимущественно коричневые) короткопризматические прозрачные кристаллы. Размер этих кристаллов варьируется от 0.1 до 0.25 мм, коэффициент удлинения 0.8–1.3. Внутреннее строение кристаллов при катодолюминесцентном свечении, как правило, многозональное,

зональность чаще всего симметричная. Кристаллы циркона третьего типа длиннопризматические прозрачные светло-коричневого цвета (реже встречаются темно-коричневые). Размер кристаллов 0.4–0.8 мм, коэффициент удлинения 1.5–4.0 (реже 8.0). Внутреннее строение кристаллов данного типа многозональное. Зональность симметричная. Титанит представлен бесцветными прозрачными, реже матовыми идиоморфными кристаллами с неровными сглаженными гранями. Форма кристаллов пинакоидальная, размер – 0.1–0.3 мм. Пирит образует правильные, хорошо ограненные кристаллы кубического габитуса, отличающиеся желтым цветом и металлическим блеском. Размер кристаллов 0.2–0.3 мм. Молибденит присутствует в виде чешуек неправильной листоватой формы, размером 0.15–0.25 мм. Цвет чешуек темно-серый, блеск металлический. Магнетит представлен фрагментами кристаллов черного цвета с металлическим блеском. Размером от 0.1 до 0.4 мм. Ильменит встречается в виде неправильной формы зерен, которые характеризуются коричневато-черным цветом, металлическим блеском, раковистым и полураковистым изломом. Размер зерен 0.2–0.6 мм. Эпидот образует неправильной формы агрегатные зерна. Цвет минерала темно-зеленый, блеск – матовый. Размер зерен 0.6–1.0 мм. Содержание незначительное.

Кроме того, для пород Кожимского гранитного массива характерно постоянное и значительное содержание вторичных минералов, а именно серицита, мусковита, хлорита, кальцита и минералов группы эпидота.

МЕТОДЫ ТЕОРИИ САМООРГАНИЗАЦИИ ОТКРЫТЫХ СИСТЕМ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В.Н. Деч, В.С. Семенов

(Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, vdech@mail.ru)

Предлагается метод количественной идентификации и ранжирования различных типов изверженных (магматических) горных пород, отвечающих состояниям эволюционирующей открытой системы. Основой метода являются процедуры Ю. Л. Климонтовича [1]. С их помощью производится эффективная интерпретация петрохимических (вероятностных) распределений $p(m_j)$, где m_j – значения атомной массы j -ых порообразующих элементов, а $p(m_j)$ – вероятность их встречи. Соответствующие процедурам интерпретационные алгоритмы реализованы на языке бейсик. С их помощью на основе энтропийных мер производится корректное сравнение состояний открытой системы, приобретших отражение в химическом составе магматических пород. Этим подчеркивается, что энтропия обладает всей совокупностью свойств, характеризующих меру хаоса или неопределенности состояний открытой системы, эволюционирующих в процессе установления теплового равновесия. Она, испытывая скачек при переходе из ликвидуса в твердое состояние, уменьшается пропорционально значению, соответствующему материнскому расплаву, потере его температуры и скорости падения. Подтверждается, что в открытой системе, рассматриваемой в контексте самоорганизации расплава магматических пород, действует закон уменьшения энтропии, вытекающий из S-теоремы Ю. Л. Климонтовича [1]. Энтропия (S) (по Шеннону), устанавливаемая по распределениям $p(m_j)$, характеризующих петрохимические состояния рассматриваемых выплавов (проб пород), при их переходе из состояния менее энергетически емкого (меньшей температуры), в состояние большей энергии, – уменьшается. Уменьшение обнаруживается лишь при выполнении условия энергетического (или, тождественного ему, информационного) уравнивания рассматриваемых состояний.

Метод использован при интерпретации данных лабораторных экспериментов [2], проведенных с целью исследования особенностей развития гранитообразования в процессе плавления амфиболита. Сравнение состояний разных выплавов из амфиболита, которым соответствуют значения управляющего параметра $a = \langle m \rangle = \sum_j m_j p(m_j)$, проводится на основе критерия относительной степени упорядоченности ΔS , оцениваемого при строго одном и том же значении полной энергии состояний системы. Уравнивание энергий (или количества информации), достижение их одинаковости при сравнении состояний систем, является главной сутью метода Ю.Л.Климонтвича [1]. Для лучшего понимания этой сути обращаются к сравнению состояний двух систем (выплавов или проб горных пород) с индексами «0» и «1». Им соответствуют петрохимические распределения $p_0(m_j, a_0)$ и $p_1(m_j, a_1)$. Для системы с индексом «0», используя форму канонического распределения (Гиббса) [1], вводится перенормированная функция распределения $p^*_0(m_j, a_0)$:

$$p_0(m_j, a_0) \rightarrow p^*_0(m_j, a_0) = \exp(F_{эфф}(\Delta a) - H_{эфф}(m_j, a_0)/T_{эфф}(\Delta a)); \sum_j p_0(m_j, a_0) = 1 \quad (1)$$

где $F_{эфф}(\Delta a)$ и $T_{эфф}(\Delta a)$ – значения эффективных «свободной энергии» и «температуры»; $H_{эфф}(m_j, a_0) = -\ln p_0(m_j, a_0)$ – Гамильтониан. Уравнение, отражающее условие одинаковости состояний эффективных энергий, равных средним значениям функции Гамильтона $\langle H_{эфф} \rangle$ и рассчитываемых для систем (распределений) с индексами «0» и «1», имеет вид:

$$\sum_j H_{эфф}(m_j, a_0) p^*_0(m_j, a_0) = \sum_j H_{эфф}(m_j, a_0) p_1(m_j, a_0 + \Delta a) \quad (2)$$

На языке теории информации, как видно из (2), это равносильно получению одинакового (уравненного) значения количества информации $\langle H_{эфф}(m_j, a_0) \rangle$, определяемого по двум отличным друг от друга петрохимическим распределениям: $p_0(m_j, a_0)$ и $p_1(m_j, a_0 + \Delta a)$.

Решение уравнения (2) приводит к оценке значений $T_{эфф}(\Delta a)$ и $F_{эфф}(\Delta a)$. Если значение $T_{эфф}(\Delta a) > 1$, то состояние системы с индексом «1» и соответствующее ему распределение $p_1(m_j, a_0 + \Delta a)$, является более упорядоченным (менее хаотичным). Оно претерпело отклонение от состояния, отвечающего «норме хаотичности». Эта «норма», соответствующая распределению $p_0(m_j, a_0)$ и образно названная *физическим хаосом*, считается опорной. Параметр $T_{эфф}$, отвечающий, опорной точке, – «норме хаотичности» равен 1: $T_{эфф}|_{\Delta a=0} = 1$.

После выполнения описанных процедур метода Ю. Л. Климонтвича, количественный критерий относительной степени упорядоченности (ΔS) вычисляется по формуле:

$$\Delta S = S^*_0 - S_1 = \sum_j \ln[p_1(m_j, a_0 + \Delta a)/p^*_0(m_j, a_0)] p_1(m_j, a_0 + \Delta a) \quad (3)$$

Его величина позволяет убедиться в проявлении закона уменьшения энтропии. Чем она больше, тем уровень проявления хаоса рассматриваемых состояний системы (и отвечающих им распределений $p(m_j, a_0 + \Delta a)$), – меньше (состояние более упорядочено).

С помощью данного метода осуществляется содержательная свертка многомерных петрохимических анализов, характеризующих выплавки (или пробы горных пород) и задающих распределения $p(m_j)$. На основе результатов свертки, выражаемых энтропиями S и S^*_0 , свободной (F), внутренней (U) энергии, критерием (ΔS), которые являются системными параметрами, имеющими прозрачную трактовку статистической физики, достигается содержательная интерпретация состояний систем в терминах термодинамики. Параметры позволяют, в численном виде детально оценить уровень совпадения или различия вещественного (химического) состава выплавов (или горных пород) и оценить какое состояние рассматриваемой системы является более хаотичным (упорядоченным). Важно при этом, что метод рассматривает анализируемые эмпирические распределения $p(m_j)$, как неделимые, целостные (эмерджентные) вероятностные объекты. Они, филигранно характеризуя преобразования состояний систем при их переходе в другие состояния, подчёркивают, что результаты интерпретации существенно обедняются, в случае рассмотрения значений отдельных химических элементов, их арифметических сумм или

отношений, что практикуется при геолого-геохимических и петрологических исследованиях.

Рассмотрен ансамбль петрохимических распределений $p(m_j)$, полученных в эксперименте по частичному плавлению исходного амфиболита, достигающего в опыте дискретных точек нагрева в 800, 900, 1000 °С при давлениях (также дискретных) 5, 15, 20, 25 Кбар [2]. Результаты интерпретации, для краткости, представлены в виде графиков (рис. а, б, в, г). Они есть следствие применения метода, способствующего изучению особенностей функционирования механизма, ответственного за генерацию выплавов амфиболита.

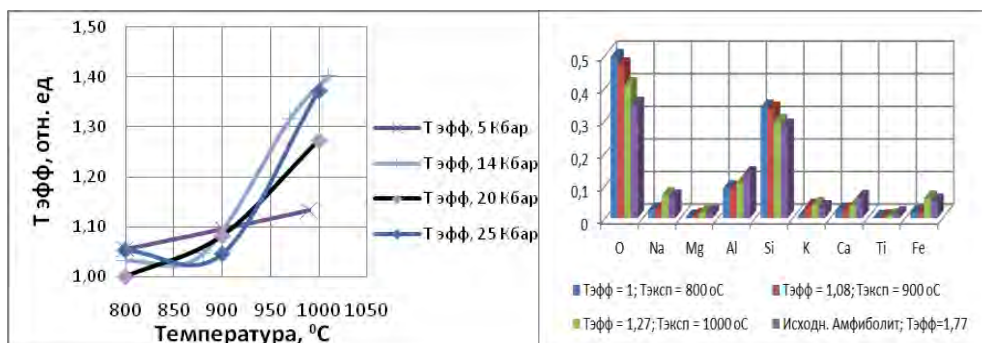


Рис. а. Связь параметра $T_{эфф}$ с реальной температурой плавления амфиболита в эксперименте.

Рис. б. Распределения $p^*(m_j)$; выплавки при 20 Кбар и исходный амфиболит

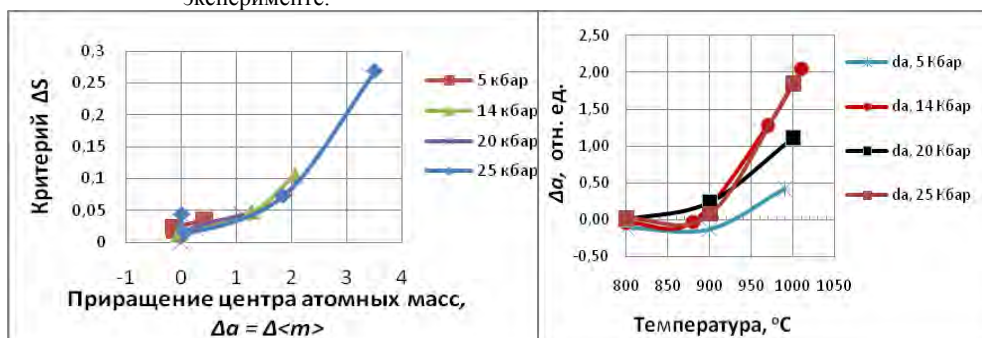


Рис. в. Зависимость критерия ΔS от приращения центра атомных масс $\Delta a = \Delta \langle m \rangle$

Рис. г. Изменение параметра $\Delta a = \Delta \langle m \rangle$ с ростом температуры выплавов.

Рис. б. демонстрирует изменение эмерджентных распределений $p(m_j)$, соответствующих экспериментальным выплавкам, которые получены в опыте плавления амфиболита при дискретном увеличении температуры. На рис. б. приводится значение гипотетической температуры (в относительных единицах $T_{эфф}$), соответствующей формированию исходного амфиболита. Рис. в. демонстрирует изменения критерия ΔS , нелинейно растущего при увеличении значений центра атомных масс $\langle m \rangle$. Параметр $\langle m \rangle$ (см. рис. г), является функцией температуры ($T^{\circ}C$), достигнутой в эксперименте. Степень упорядоченности (ΔS) возрастает с увеличением $\langle m \rangle$, зависящей от конфигурации эмерджентных распределений $p(m_j)$, отвечающих выплавкам амфиболита. Это и есть проявление закона уменьшения энтропии.

Анализ показывает, что выплавку, возникшую при температуре 800°С и давлении в 20 Кбар целесообразно принять за *норму хаотичности*. Ей соответствует эталонное

распределение $p_0(m_j)$, определяющее величину центра атомных масс: $\langle m \rangle_0 = \sum_j m_j p_0(m_j) = 22,71$. Решение уравнений (1) - (3), с подстановкой в них значений $p(m_j)$, в том числе и $p'_0(m_j, a_0)$, отвечающих выплавкам, дает искомые параметры $T_{эфф}(a)$, $F_{эфф}(a)$, S_I , S^*_0 , ΔS для каждой выпалки, полученной в эксперименте.

Из рис. *a* видно, что расчетные значения $T_{эфф}(a)$ тесно связаны с реальной температурой опыта (в $^{\circ}\text{C}$). В условиях 5 кбар эта связь позитивная и линейного типа. Для более высоких давлений (14, 20, 25 кбар) рост $T_{эфф}$ от реальной $T^{\circ}\text{C}$ испытывает нелинейный характер. Полученная зависимость (рис. *a*) позволяет, оценивая $T_{эфф}$ в относительных единицах, определять температуру, под воздействием которой происходило формирование расплавов (закалочных стекол).

Таким образом, эмерджентные петрохимические распределения содержат информацию, во всей полноте отражающую изменение состояний, эволюционирующих в открытой системе, вследствие воздействия температуры. Это говорит в пользу использования разработанного метода при исследовании подобно эволюционирующих широкого спектра изверженных или метаморфических горных пород или руд.

Литература

1. Климонтович Ю.Л. «Проблемы статистической теории открытых систем: критерий относительной степени упорядоченности состояний процесса самоорганизации». // УФН, Т.158, 1989. 2. Жариков В.А., Ходоревская Л.И. // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 339–357.

СЯРГОЗЕРСКИЙ УМЕРЕННОЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

А.В.Дмитриева

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, dmitrieva-a-v@yandex.ru)

Введение. На Ондозерско-Сегозерской площади (Ц. Карелия) в конце 70-х г. при геологической съемке масштаба 1:50000, КГЭ выявлены интрузивные тела повышенной щелочности. Изучением массивов занимались Г.М. Павлов, В.Д. Слюсарев, В.В. Щипцов [1], [2], [3]. Установленные интрузии габбро и пироксенитов повышенной щелочности были отнесены к Сяргозерскому габбро-монзонит-сиенит-гранитовому комплексу. В 80-х г. массивы были вынесены на геологическую карту Карело-Кольского региона масштаба 1:500000 как интрузивный комплекс завершающих этапов развития зеленокаменных поясов (~2,7 млрд. лет). Позднее Сяргозерский комплекс стали относить к санукитоидам, изучением которых на территории Карелии занимались сотрудники ИГГД РАН [4], [5], [6]. Наиболее представительным и хорошо изученным является Панозерский массив [5], состав слагающих его пород варьирует от ультрамафитов до кварцевых монзонитов.

В.Д. Слюсаревым была установлена Р-Тi специализация Сяргозерского умереннощелочного комплекса, определены содержания в массиве Шаравалампи Pt 0,038 г/т, Pd 0,074, Au 0,02. Однако геохимически не была доказана генетическая связь пород, выделенных в единый комплекс (в частности, гранитоидов), не изучена сульфидная минерализация, акцессорные и редкие минералы. Остались неясны наиболее поздние щелочные преобразования пород и их связь с благороднометальной минерализацией. Данный вопрос и освещается в настоящей работе.

Геологическое строение и магматизм. На территории развиты вмещающие верхнеархейские амфиболиты по базальтам, прорываемые гранодиоритами и породами умереннощелочного комплекса. Отдельные обнажения черных филлитовых сланцев обнаружены вблизи оз. Сяргозера. Встречаются небольшие недифференцированные тела

габброидов и крупные дифференцированные массивы *габбро-пироксенитов*, выделяющиеся интенсивными положительными магнитными аномалиями. Последние входят в состав Сяргозерского комплекса, включающего пироксениты, габбро, монцодиориты и сиениты. Позднее внедряются *монцодиориты* и *сиениты* (2-ая фаза), которые часто содержат обломки пород 1-й фазы. При внедрении дифференциаты 2-ой фазы непосредственно воздействуют на пироксениты и габбро, что приводит к их амфиболизации, флогопитизации, появлению наложенного К-полевого шпата и выделению сфена (до 1 см). Монцодиориты и захваченные в них пироксениты секутся жилами альбититов, с которыми связана эпидотизация, наложенная на породы комплекса. *Сиениты* на юго-восточном берегу оз. Торосозера представлены массивными среднезернистыми породами красного цвета, к востоку они сменяются гигантозернистыми светло-розовыми разностями. Гранодиориты, выделяемые В.Д.Слюсаревым в Сяргозерский комплекс, при полевых изучениях были отнесены к более ранним образованиям.

Петрографическое описание. *Пироксениты* сильно амфиболизированы, состоят из роговой обманки до 75-80 % (по диопсиду, в реликтах), актинолита, апатита (8-10 %), сфена (10-15 %), отмечаются наложенные полевые шпаты (Pl, Fsp), рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом (10-12 %), акцессорные и вторичные – цирконом, эпидотом, карбонатом. *Габбро* сильно изменены, содержат роговую обманку, биотит, альбитизированы и эпидотизированы. Преобразования сопровождаются увеличением количества сульфидов. *Монцодиориты* состоят из альбита (55-60 %), К-полевого шпата (15 %), роговой обманки (20-25 %), актинолита (пироксенов в шлифах не установлено). Рудные минералы встречаются в небольшом количестве (2-3 %), акцессорными являются апатит и сфен, вторичными – эпидот, карбонат. *Сиениты* сложены крупными зернами полевого шпата (70-75 %, до 3-4 см), идентифицированного ранее как анортотлаз [2]. Изучение показало, что подобные кристаллы представляют собой распад твердого раствора на К и Na компоненты. Из темноцветных минералов присутствуют диопсид (10-12 %), роговая обманка (5-8 %), актинолит (по клинопироксену). Акцессорные минералы – апатит и сфен, вторичные – эпидот.

Петрохимия. Сяргозерский комплекс дифференцирован по составу, содержание SiO_2 варьирует от 43,5 в пироксенитах до 63,5 % в сиенитах. Сумма щелочей возрастает от 1,7 до 11,4 %. Во всем интервале содержаний SiO_2 фиксируются повышенные значения MgO до 8-11 % в породах 1-ой фазы и до 1,3-2,54 % - 2-ой фазы (6,33 %, по данным В.Д. Слюсарева, в контактовой зоне). С увеличением кремнезема уменьшаются содержания TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 , незначительно увеличивается Al_2O_3 . В пироксенитах выделяются апатит-магнетитовые, существенно апатитовые и апатит-сфен-содержащие рудные зоны, что обуславливает высокую концентрацию Ti от 4975 до 16891 ppm и P от 1426 до 9259 ppm.

На диаграммах Харкера (рис. 1) породы комплекса по распределению петрогенных элементов формируют единую эволюционную последовательность изменения составов, что свидетельствует об их генетической связи и фракционном характере кристаллизации. Прямолинейные или близко к прямолинейным тренды наблюдаются для пар $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, $\text{SiO}_2\text{-CaO}$, $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*$, $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$. Отклонения составов, возможно, связаны с неоднородным распределением кумулусных фаз при их отделении на разных стадиях кристаллизации (P_2O_5 , TiO_2 , FeO) и с наложенными поздними процессами. По составу породы Сяргозерского комплекса близки Панозерскому санукитоидному плутону.

Ранее к этому же комплексу относили гранитоиды, которые содержат 67,5 % SiO_2 и имеют нормальную щелочность (6,7 %), в отличие от монцодиоритов и сиенитов (рис. 1). Альбититовые жилы также имеют некоторые отклонения по составу от общего тренда.

Геохимия. Породы Сяргозерского комплекса характеризуются высокими концентрациями Ba, Sr, Rb, Zr, обогащены REE (особенно легкими), для которых

отмечается высокая степень фракционирования (La_N/Yb_N 44-52). В *пироксенитах* сумма REE достигает 1262 ppm. Увеличение содержания в породах таких элементов, как Ba (105-439 ppm), Sr (546-2749), Zr (84-264) наблюдается в наиболее измененных разностях и ксенолитах пироксенитов. В *габбро* концентрация REE 830 ppm, Ba 1263, Sr 1058, Zr 167. В *монцодиоритах* содержание REE 475 ppm, увеличивается концентрация Ba до 2144. Sr, Zr в тех же пределах. В *сиенитах* количество REE составляет 332 ppm, Ba 1986, Sr 1385, Zr 143. По спектрам распределения REE выделяются отчетливые тренды уменьшения их содержания с увеличением SiO_2 (рис. 2), что возможно при фракционировании постоянной ассоциации минералов-концентраторов этих элементов, например, сфена и, возможно, апатита. Содержание REE в породах Сяргозерского комплекса несколько выше, чем в породах Панозерского плутона.

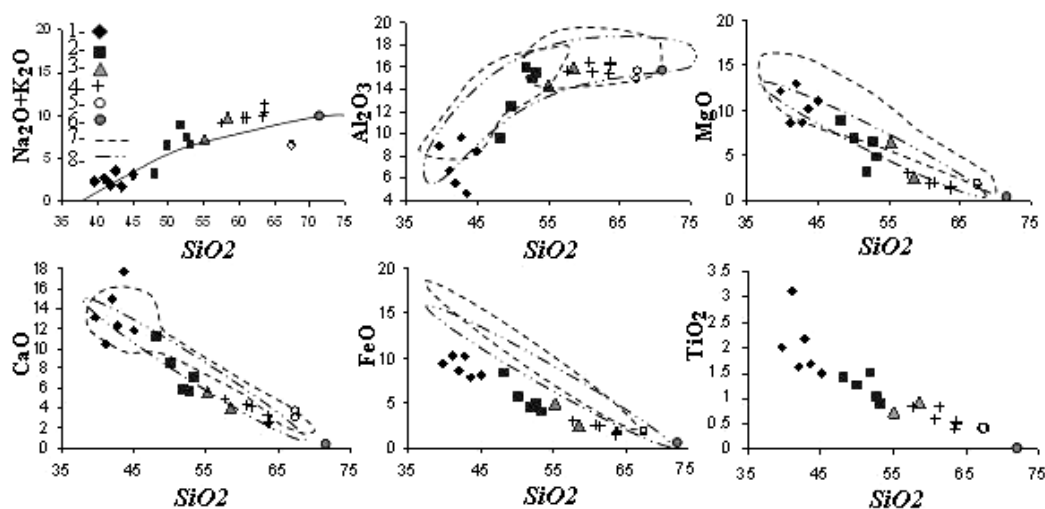


Рис. 1. Распределения петрогенных элементов в породах Сяргозерского комплекса
Сяргозерский комплекс (1-4): 1- пироксениты, 2 - габбро, 3 - монцодиориты, 4 - сиениты; 5 - вмещающие гранодиориты, 6 - жилы альбититов, 7 - область составов пород Панозерского комплекса, 8 - область составов санукитоидов восточной зоны Карелии.

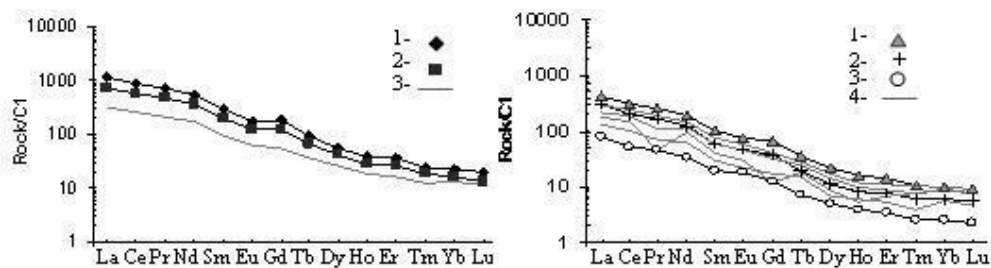


Рис. 2. Распределение REE в породах первой (а) и второй фаз (б) Сяргозерского комплекса в сравнении с Панозерским плутоном (по С.Б. Лобач-Жученко) и вмещающими гранодиоритами.

Нормализация по хондриту (Sun & McDonough, 1989).

А: 1 – пироксениты, 2 – габбро, 3 – мафитовый комплекс Панозерского плутона; Б: 1 – монцодиориты, 2 – сиениты, 3 – гранодиориты, монцониты (1-3-фаз) и кварцевые монцониты Панозерского плутона.

Минералогия рудных зон. *Пироксениты и габбро* (1-ой фазы) обогащены магнетитом и ильменитом. Раннещелочной метасоматоз, вызванный внедрением монцодиоритов 2-ой фазы сопровождается появлением в них Ba-содержащего K-полевого шпата (BaO до 2,75 %) и флогопита, установленного в более ранних работах [2], а также выделяются сфен, ильменит (MnO до 5,55 %) и F-апатит. Сфен нередко зонален, в связи с наличием примесей Ce_2O_3 1,48-2,29 % и Nd_2O_3 2,2 %. Ильменит и сфен часто образуют эвтектические сростания, температура их кристаллизации, очевидно, была ниже, чем распад титаномагнетита.

При поздних изменениях пироксенитов и габбро, вероятно, связанных с воздействием альбититов и сопровождающихся образованием низкотемпературных ассоциаций (эпидот, хлорит, кварц) и выделением рутила, развивающегося по ильмениту. Минералы группы эпидота представлены эпидотом, Се-эпидотом (Ce_2O_3 7,3-8,6 %) и ортитом ($\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$, Nd_2O_3 , La_2O_3 18,68 %). В зонах эпидотизации появляются прожилки и гнезда с сульфидами меди (халькопирит, борнит). Среди них найдены единичные зерна кейтконнита ((PdPtCu)₃Te) в амфиболе, который, вероятно, образовался при более высоких температурах. В непосредственном сростании с борнитом встречаются галенит, самородные Te и Bi, электрум (8-15 мкм, Ag 31,44-35,28 %). В халькопирите отмечены микровключения Ag и цумоита (BiTe). Редко встречаются клаусталит, касситерит, мончеит (PtTe₂). В зоне гипергенеза в измененных габбро борнит замещается халькозином, который затем окисляется с образованием тенорита и гематита. На поздних стадиях изменения появляется паризит, содержащий Ce, La, Nd, редко Pr. В большом количестве присутствует барит с примесью Sr (SrO 1-10 %).

Монцодиориты 2-ой фазы содержат альбит (BaO 0,09-0,81 %) и K-полевого шпата (BaO 0,89-1,36 %). В гигантозернистых порфириовидных *сиенитах* удлиненные кристаллы полевого шпата представлены распадом твердого раствора на K-полевого шпата (BaO 0,22-1,46 %) и альбит (BaO 0,09-0,28 %). Средний состав таких зерен соответствует санидину. Из аксессуарных минералов отмечен циркон. В монцодиоритах и сиенитах рудные минералы (магнетит, сфен и F-апатит) встречаются в гораздо меньшем количестве, по сравнению с более основными дифференциатами. При низкотемпературных изменениях, вызванных воздействием альбититов, по сфену развивается тонкодисперсный рутил с примесью V. В сиенитах установлен галенит. REE входят в состав эпидота и ортита ($\Sigma \text{La}_2\text{O}_3$, Ce_2O_3 , Nd_2O_3 14,4-16,26 %). В обоих типах пород широко развит более поздний барит с примесью Sr (SrO 1,64 %), кроме того, в сиенитах появляется целестин (SrO 45,70 %) и встречается кальцит.

Выводы. Сяргозерский умереннощелочной комплекс представляет собой многофазный массив. Ранняя фаза дифференцирована от пироксенитов до габбро, поздняя – от монцодиоритов до сиенитов. Гранодиориты являются более древними вмещающими породами. Метасоматические преобразования происходили в несколько этапов: 1 – амфиболизация пироксенитов и габбро при автометасоматозе. Ультраосновные-основные дифференциаты содержат магнетит, ильменит, апатит, теллуриды ЭПГ. 2 – внедрение монцодиоритов и сиенитов сопровождается щелочным метасоматозом с образованием амфибола, Ba-содержащего K-полевого шпата, альбита, флогопита, апатита и сфена в породах 1-ой фазы. 3 – формирование поздних жил альбититов и сопряженные с ними щелочные более низкотемпературные изменения (альбит, эпидот, амфибол, хлорит, кварц, рутил и Au-Cu-S минерализация). На поздних стадиях появляются кальцит, барит и карбонаты REE.

Породы комплекса специализированы на P, Ti, Ba, Sr, обогащены REE, содержат в незначительном количестве Pt, Pd (кейтконнит, мончеит). Концентраторами REE являются сфен, эпидот, ортит и поздние карбонаты. Накопление Ba происходит в полевых шпатах более поздних дифференциатов комплекса и щелочных метасоматитах, связанных с ними. В поздних процессах Ba и Sr концентрируются в барите и целестине.

Метасоматические изменения, связанные с альбититами, сопровождаются образованием сульфидов меди (халькопирит, борнит), электрума, более редких самородных элементов (Ag, Te, Bi), цумоита, иногда галенита, гринокита, клаусталита. Установлены единичные зерна киновари и касситерита.

Литература

1. Павлов Г. М. // Геология, магматизм / под ред. А.И. Голубева. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1984. С. 12-14.
2. Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Павлов Г. М., Лавров М. М., Земцов В. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии / под ред. А.И. Голубева, В.В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. № 3. С. 66-86.
3. Щипцов В. В., Кожеевников В. Н., Скорнякова Н. И. Гранитоиды архея юго-восточной части щита. Ленинград: Наука, 1987. 119 с.
4. Чекулаев В. П., Левченко О. А., Иваников В. В., Арестова Н. А., Коваленко А. В., Гусева Н. С., Комаров А. Н. // Геохимия. 2003. № 8. С. 817-828.
5. Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В. П. и др. // Петрология. 2007. Т. 15, № 5. С. 493-523.
6. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Cherkulaev V. P. et al. // Lithos. 2005. V. 79. P. 107-128.

ПЕРВАЯ НАХОДКА МАГНИЙ- И ТИТАНСОДЕРЖАЩЕГО ДЮМОРТЬЕРИТА В АССОЦИИ С КВАРЦЕМ, КИАНИТОМ И КОРУНДОМ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

К.А. Докукина, А.Н. Конилов

(Геологический институт РАН, Москва, dokukina@mail.ru)

Боросиликат алюминия дюмортьерит с идеальной формулой $[~(Al, \square)Al_6(BO_3)Si_3O_{16}(O, OH)_2]$ чаще всего встречается в пегматитах, глиноземистых метаморфических породах и метасоматитах. Дюмортьерит встречается в лейкогранитах и в пневматолито-гидротермальных системах. Красный дюмортьерит, был обнаружен в кислых жилах, локализованных в эклогитах Салмы. Эклогиты Салмы находятся в северо-западной части Беломорской эклогитовой провинции и были сформированы по породам океанической коры в результате мезо-неоархейской субдукции [1].

Примечательна внутренняя структура дюмортьерит-содержащих жил. По химическому составу она не равномерна и подразделяется на существенно глиноземистую калиевую и преимущественно кальциевую части. Независимо от состава, порода имеет отчетливую структуру: моно- и поликристаллические крупные угловатые агрегаты кварца (до 5 см) окружены коронами калиевого полевого шпата, которая внутри содержит полиминеральную псевдоморфозу. Если порода имеет преимущественно кальциевый состав, псевдоморфоза выполнена клиноизитом, алланитом и эпидотом, также присутствуют кальциевый плагиоклаз, клинопироксен и гранат. Калиевополевошпатовая корона на границе с кварцем либо отсутствует, либо имеет перерывы; либо вокруг кварца развивается корона клинопироксена. Внутри глиноземистых калиевых разновидностей, к которым приурочены выделения дюмортьерита, всегда на границе кварца формируется непрерывная корона калиевого полевого шпата, внутри которой сформировались псевдоморфозы биотита с плагиоклазом по крупным кристаллам белой слюды. Другие псевдоморфозы позволяют предполагать, что новообразованные минералы формировались по полиминеральному агрегату, например псевдоморфная ассоциация биотита, плагиоклаза и граната, или гранат-клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые псевдоморфозы в более кальциевой части породы.

Дюмортьерит-содержащая часть породы состоит на 40-50 % из кварца, 10-15 % калиевого полевого шпата, и 50-35 % сложных полиминеральных псевдоморфоз, состоящих из мусковита и/или биотита в равновесии с альбитом, калиевого полевого шпата, рутила, кианита и корунда (Рис. 1). Дюмортьерит в псевдоморфозах имеет красный цвет и характеризуется значительной примесью магния ($1,29 \pm 0,14$ масс.% MgO) и титана

($2,46 \pm 0,25$ масс.% TiO_2). Похожий дюмортьерит был описан в других высокобарических и ультравысокобарических комплексах (например, массив Дора Мойра в Западных Альпах [2, 3]). Полевошпатовая корона вокруг полиминеральной псевдоморфозы имеет зональное строение. Калиевый полевой шпат граничит с кварцем и последовательно сменяется альбитом, а затем плагиоклазом среднего состава по направлению к псевдоморфозе. Полевошпатовая корона формировалась при дегидратации первичной слюды с формированием полевого шпата и кианита. Пластинки и иголки кианита занимают положение трещин спайности в гипотетической первичной слюде. В поле кварца в редких случаях сохраняются пластинки белой слюды с высоким содержанием селадонитового минала (3.23-3.33 катионов Si на 11 атомов кислорода). Оценка давления по фенгитам по геобарометру [4] составляет 19-27 кбар для температур 600-800 °С. При изменении давления и температуры в гранулитовых (750 °С при 10 кбар) и амфиболитовых условиях была сформирована сложная псевдоморфоза, состоящая из мусковита, калиевого полевого шпата, биотита и плагиоклаза, магний- и титан-содержащего дюмортьерита и корунда. Появление корунда в породе с высоким содержанием свободного кварца – это очень необычное явление. Корунд приурочен только к псевдоморфозам, и не имеет прямых контактов с кварцем. По-видимому, полевошпатовая корона сыграла роль природного контейнера, ограничившего приток кремнезема в область псевдоморфозы.



Рис. 1. Изображение в отраженных электронах дюмортьерит-содержащей породы.

Состав дюмортьерит-содержащей части породы кислый (SiO_2 69.96 масс.%); высокомагнезиальный ($\# \text{Mg}$ 0.78) при невысоких содержаниях магния и железа (MgO 1.65, FeO 0.93 масс.%); высокоглиноземистый (Al_2O_3 17.0 масс.%), имеет калиевую специфику (Na_2O 2.39, K_2O 4.78 масс. %); характеризуется низкими содержаниями всех остальных петрогенных элементов (CaO 0.96, TiO_2 0.26, MnO 0.007, F 0.016, LOI 1.86 масс.%); высоким содержанием Ba (1277 ppm) и повышенными содержаниями Rb и Sr. Порода

обогащена ЛРЗЭ ($\text{LaN/LuN} = 20$, $\text{LuN/SmN} = 0.16$), имеет негативную европиевую аномалию ($\text{Eu/Eu}^* 0.76$).

Изученная порода, вероятно, может быть: (1) гидротермальной кварц-слюдяной жилой (или слоем), которая формировалась при дегидратации бор-содержащих океанических осадочных пород при погружении их в зону субдукции; (2) может являться продуктом плавления (переплавления?) бор-содержащих осадочных пород.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00856.

Литература

1. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. // *Geology*. 2010. V. 38. P. 739-742. 2. Schertl H.-P., Schreyer W., Chopin C. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 108. P. 1-21. 3. Ferraris G., Ivaldi G., Chopin C. // *European Journal of Mineralogy* 1995. V. 7. P. 167-174. 4. Caddick M.J., Thompson A.B. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 156. P. 177-195.

ТР – ПАРАМЕТРЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В РИФЕЙСКОЙ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Н.А. Доронина

(Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, dna48@mail.ru)

В коллизионном орогене Западного Забайкалья, составляющем южное обрамление Сибирской платформы, совмещены геологические структуры байкальского, каледонского и герцинского этапов складчатости [1]. Стратифицированные образования на этой территории сохранились в виде провесов кровли между гранитоидными интрузиями Ангаро-Баргузинского батолита. Уровень их постседиментационного преобразования различен. Традиционно метаморфизованные породы относились к рифейским стратоподразделениям, неметаморфизованные – к кембрийским. Обнаружение в последних палеозойской (D-C) органики позволило обосновать герцинский этап в истории развития региона [1]. Поколеблен и принцип метаморфической стратиграфии: U-Pb методом определен рифейский возраст для неметаморфизованных и даже не раскристаллизованных игниспумитов и игнимбритов риолит-трахириолитового состава в усойской терригенно-вулканогенной свите. Поэтому остается актуальным датирование и петрологическое изучение стратифицированных комплексов, а с ними и прорывающих магматических образований, которые служат возрастными реперами.

Ципиканская карбонатно-терригенная толща распространена в бассейне р. Ципа, в междуречье Большой Бойчекан – Ципикан – Ушма. Толща вмещает согласные силлы базальтов, вместе с силлами образует сжатую и опрокинутую синклиналию складку северо-западного простирания, прорвана многочисленными гранитоидными интрузиями.

Изотопным исследованием U-Pb методом SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) [2] конкордантный возраст обломочных цирконов из слюдистых сланцев толщи установлен в 812 - 814 ± 6.6 млн лет ($n = 21$, СКВО = 0.37-0.30), присутствуют зерна раннепротерозойского (1893-1862) и архейского (2509 млн лет) возраста. Определен возраст амфиболитовых силлов, прорывающих ципиканскую толщу - 324 ± 5.0 млн лет ($n = 3$, СКВО = 0.054); амфиболиты содержат ксеногенные зерна рифейского (756 – 782), архейского (2586-2794 млн лет) возраста и метаморфические 273 – 284 млн лет. По результатам исследования цирконов можно полагать, что осадконакопление происходило в рифее, не ранее 756 млн лет (781 - самый молодой обломочный циркон в сланцах, 756 -

самый молодой ксеногенный циркон в амфиболитах); базиты внедрялись в уже метаморфизованную ципиканскую толщу.

Метаморфические парагенезисы. В алевропесчаниках р. Ушма проградный альбит – фенгит – хлоритовый парагенезис единственный. В слюдистых сланцах на р. Ципикан и ручье Якша наблюдаются три последовательных минеральных парагенезиса: проградный биотит ± гранат ± кордиерит ± ставролит ± андалузит (силлиманит) – кварц – плагиоклаз; фенгитовых бластомилонитов; хлорит – фенгитовый (редко). В амфиболитовых силлах два парагенезиса: проградный ильменит-плагиоклаз-амфиболовый присутствует везде и спорадически ретроградный амфиболовый (роговая обманка – актинолит), редко хлорит.

ТР-параметры. Параметры парагенезиса *Bt±Gr-Cord-St-And-Q-Pl* оценены с помощью фациальной схемы В.А. Глебовицкого [3] и гранат-ставролитового термобарометра [4, 5]; фенгита – по фенгитовым термобарометрам, сведенным в диаграмму [6]. ТР-значения для амфиболов рассчитаны на основе амфиболовых термобарометров [7, 8, 9, 10]. Результаты расчетов приведены на рисунке, для слюдистых сланцев приведен только обобщенный тренд. Из рисунка видно несовпадение проградных метаморфических трендов метатерригенных пород и амфиболитовых силлов. Амфиболиты перекристаллизованы в условиях подъема температур и давлений от 445° C – 2.5 kb до 690° C – 8.0 kb и последующего спада до 390° C 1.5 kb; геотермический градиент события близок 14 °/км. Субпараллельно тренду амфиболитов, но ниже по шкале давлений располагаются поля значений интрузивных гранитоидов и вмещающих интрузии пород. Температурный интервал гранитоидов достигает силлиманитовой субфации, максимальные давления 6 kb. *Bt±Gr-St-And* парагенезис отвечает 500-520° C 3.6 kb, синхронный ему *Ab-Chl-Phen* на р. Ушма T ~ 300° C 5.9 kb. Верхний температурный предел еще нуждается в уточнении: рентгенофазовым анализом (Институт Природопользования Байкала СО РАН, прибор D8 ADVANCE фирмы Bruker; *CuKα* излучение, детектор Vantec-1, оператор Р.В. Курбатов) подтверждено наличие только андалузита. Это согласуется с составом ставролита и граната: железистость ставролита ниже железистости граната, следовательно, T кристаллизации ставролита ниже 600° C [5]. Более поздний фенгит формировался в условиях зеленосланцевой фации: 350-490° C 0 – 4.7 kb.

Обсуждение. Изотопными *Rb-Sr* исследованиями слюдистых сланцев по валу и метаморфическим биотитам (ГИН СО РАН) [11] установлены: 1) одновозрастность метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации в бассейне р. Ципикан и катагенеза на р. Ушма; 2) более поздняя перекристаллизация биотитов в слюдистых сланцах р. Ципикан, не завершившаяся стабилизацией *Rb-Sr* системы. Последовательность геологических событий в Ципиканском районе, основанная на результатах ТР-определений, минералогических и изотопных исследований, представляется следующей: 1) 478 млн лет – зональный метаморфизм рифейской ципиканской толщи от стадии катагенеза до *Cord-St-And* либо *Sill-St-Bt-Mus* субфации: возрастание температур с СЗ на ЮВ на расстоянии 26 км; 2) 324 млн лет – внедрение базитовых силлов; 3) 278 – 238 млн лет – полный цикл (проградный – ретроградный) метаморфизма базитов повышеннобарического типа в период тектонической активности (сложенность, надвигообразование). Возможно, на ретроградном этапе (238-218 млн лет) произошло внедрение гранитоидных интрузий повышенно-барического типа и перекристаллизация биотитов ципиканской толщи: биотиты внутренней части диоритовой интрузии, ее эндо и экзоконтактов фациально близки биотитам слюдистых сланцев ципиканской толщи. В амфиболитовых силлах в милонитизированных породах на ретроградном этапе появляются биотит и калишпат в результате метасоматического обогащения базитов *K, LREE, SiO₂*; источником вещества также могли служить интрузии. Остается не ясным время формирования фенгитовых бластомилонитов: перед внедрением

базитовых силлов, после становления гранитоидов или этот процесс происходил неоднократно.

Выводы. Рифейская ципиканская толща не испытала регионального метаморфизма. Термальные процессы в этом районе носили зональный либо локальный характер. Определение возраста метаморфических процессов зависит от расшифровки возраста гранитоидов района, на сегодня не изученных.

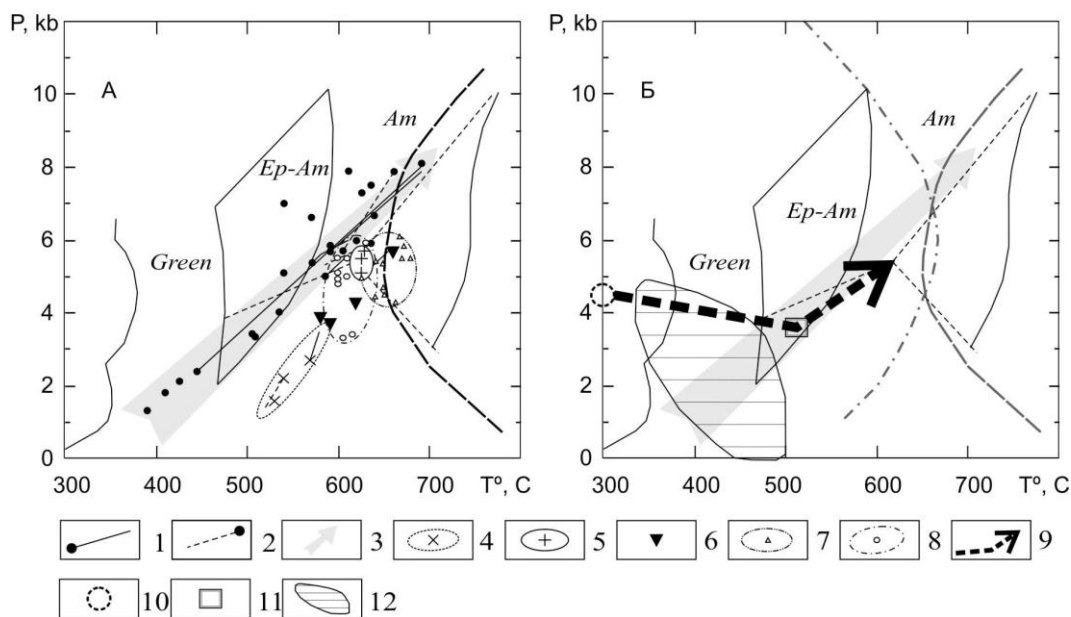


Рис. Тренды метаморфизма на схеме фаций В.А. Глебовицкого [3].

Сплошными линиями показаны поля фаций; штриховыми - границы полей полиморфов $SiAl_2O_5$; жирный штрих-пунктир - верхняя граница поля $Mus+Qu$; жирная штриховая - нижняя граница зоны мигматитов. А: TP -условия кристаллизации амфиболов базитовых силлов и гранитоидных интрузий: 1 и 2 - частные тренды амфиболов: 1 - проградные; 2 - ретроградные. Значок отвечает центральной части зерна, конец стрелки - кайме зерна; 3 - суммарный проградный тренд амфиболов. 4-6 - интрузия диоритов на ручье Сивак: 4 - амфиболовые ксенолиты из эндоконтакта (из зоны закалки); 5 - амфиболы лейкократовых жил в диоритах; 6 - амфиболиты экзоконтакта; 7 - амфиболиты, опробованные над предполагаемой интрузией гранитоидов на р. Ципикан; 8 - амфиболиты экзоконтакта интрузии на р. Большой Бойчекан. Б: Проградные метаморфические тренды: амфиболов (3) и 9 - терригенных пород ципиканской толщи (соединяет поля TP -значений на участках р. Ушма (10) и р. Ципикан (11)); 12 - поле значений фенгитового парагенезиса, р. Ципикан.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00324).

Литература

1. Руженцев С.В., В.А. Аристов, Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. // Доклады Академии Наук, 2007, том 417, № 2, с. 225-228.
2. Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П., Богомолов Е.С., Лебедев П.Б., Петрова О.А., Катаева Е.С., Вакулenco О.В., Посохов В.Ф., Патрахина А.В. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 1. С. 92-94.
3. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., «Наука», 1977. 207 с.
4. Федькин В.В. // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М., Нака, 1986. С. 183-200.
5. Федькин В.В. Ставролит. - М., Наука, 1975. - 171 с.
6. Вализер П.М., Дубинина Е.В. // Известия Челябинского научного центра, 2005, вып. 3 (29), с. 27-33.
7. Мишкин М.А. // Доклады АН СССР, 1990. Т. 312, № 4, с. 944-946.
8. Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К., Одрен К., Селько А.И. // Петрология, 1997, том 5, № 6, с. 563-595.
9. Blundy Y.D., Holland T.Y.B. // Contrib. Mineral., V. 104, N. 2, p. 208-224, 1990.
10. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. // American Mineralogist, V. 72, p. 231-239, 1987.
11. Посохов В.Ф., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.,

Шелгачев К.М. // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции. Якутск, 2011. – Т. I. – С. 193 – 198.

О КРИЗИСЕ В «МАГМАТИЧЕСКОЙ» ПЕТРОЛОГИИ

М.И. Дубровский

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, dubr@geoksc.apatity.ru)

Главной задачей петрологии является выявление (установление) зависимости минерального состава горных пород от различных физико-химических условий их формирования: химического состава исходных пород или магм, температуры, давления, концентрации подвижных компонентов в действующих растворах и пр. Для решения такой задачи необходимы физико-химические модели-диаграммы, в той или иной мере отражающие природные процессы. К большому сожалению, имеющееся огромное количество экспериментальных данных находятся в таком бессистемном виде, что практически очень сложно выбрать необходимую диаграмму для решения конкретной задачи. Детально изучены изобары при 1 атм двух- и трехкомпонентных систем, а в последнее время – при высоких значениях $P_{сух}$. Очень редко встречаются трех- и четырехкомпонентные Р-Т-Х- диаграммы. К их числу относятся известные диаграммы как изобарическая диаграмма «остаточной» системы $NaAlSiO_4$ - $KAlSiO_4$ - SiO_2 [1], диаграмма «гранитной» системы $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O [2], диаграмма «базальтового тетраэдра» [3], диаграмма состояния системы $KAlSiO_4$ - Mg_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O [4] и др. Но оказалось, что разработка экспериментальным способом количественных PH_2O -Т-Х диаграмм трех- и четырехкомпонентных систем является сложнейшей, трудоемкой и к тому же мало точной задачей, из-за чего такие диаграммы практически отсутствуют в литературе.

Возникает вопрос: почему экспериментаторы, располагая колоссальным экспериментальным материалом, не могут построить геометрическим методом хотя бы полуколичественные диаграммы состояния для различных четырехкомпонентных систем и Р-Т проекции для большего числа компонентов? Теоретические основы физико-химического анализа диаграмм состояния давно разработаны и опубликованы и в англоязычной и в русскоязычной литературе (Скрейнмакерс Ф. А., Курнаков Н. С., Аносов В. Я., Погодин С. А., Коржинский Д. С., Жариков В. А. и др.). Автором разработаны довольно полные диаграммы состояния для кварцнормативных и оливиннормативных пород [5, 6, 7, 8] и несколько диаграмм состояния для пород недосыщенных кремнеземом (щелочных) [9, 10, 11] и показаны возможности использования их для решения конкретных петрологических проблем. Но даже имеющиеся физико-химические модели-диаграммы не находят применения в решении петрологических проблем, очевидно из-за плохой подготовки геологов в области физико-химической петрологии. А без диаграмм состояния невозможно правильно уяснить физико-химическую сущность процессов: (1) генерации магматических расплавов и поведение их в различных Р-Т-условиях, (2) равновесной кристаллизации, (3) кумулятивной кристаллизационной дифференциации, (4) ликвации и т.п.

Имеются и объективные причины, ограничивающие возможности разработки и применения физико-химических моделей – это наше существование в трехмерном пространстве, что не позволяет строить диаграммы систем компонентностью больше четырех. И, вспыхнувший было интерес к физико-химическим методам в петрологии, в первой половине XX века, как-то постепенно затух во второй половине, очевидно, из-за малой эффективности результатов при использовании трехкомпонентных изобар при 1 атм.

Использование трехкомпонентных диаграмм для решения конкретных петрологических задач приводило либо к неопределенностям, либо к абсурдным результатам. Это обстоятельство и создало условия появления скептицизма и кризиса в физико-химической петрологии.

Естественно, геологи начали искать выход из создавшегося положения. Абсолютное большинство «петрологов», не разобравшись в физико-химических методах исследования с использованием породообразующих минералов и главных петрохимических элементов для решения петрологических проблем, переключилось на редкие, редкоземельные и радиоактивные элементы. Их концентрации и распределения начали использовать для установления сходства-различия отдельных пород и целых комплексов, решать проблемы места относительно условных резервуаров и времени генерации магматических расплавов. Расчеты же степеней плавления примитивной мантии для субщелочных и щелочных (или недосыщенных кремнеземом) пород по содержанию в них РЗЭ дают очень небольшие значения чисел - 0.1-0.01%, которые вызывают сомнение в возможности «извлечения» такого количества расплава из очагов магнезиализации.

В работе [12], при обосновании методов использования рассеянных элементов для решения указанных задач, предупреждается, что они основаны на в высшей степени идеализированных допущениях и в лучшем случае могут быть рассмотрены как грубое приближение к действительности. Тем не менее считается, что концентрации несовместимых элементов, таких как TR, Pb, Sr, Rb, Ba, Zr, U, Th и др., важны для расшифровки петрогенезиса. Современные журналы заполнены статьями, в которых пестрят графики распределения РЗЭ и диаграммы изотопных отношений. Что же касается выводов, основанных на этих данных, то они ограничиваются «глубокомысленными» заключениями, типа: эти образования (породы) характеризуются мантийной (или коровой, или корово-мантийной) меткой, и их магма генерировалась в деплетированной (обедненной) мантии (DM), либо в обогащенной мантии (EM), либо в нормальной мантии (NM). И самое бессмысленное занятие – это расчет степени плавления мантийного субстрата с учетом концентрации и распределению РЗЭ в «щелочных» (карбонатно-алюмосиликатных) породах.

Таким образом, по мнению автора, содержания примесных элементов и их отношения мало что дают в понимании процесса мантийного магнезиализации и определения состава магм. Содержания и распределения всех элементов (в том числе радиоактивных и их изотопов) в расплавах зависят: (1) от их содержания и распределения в субстрате, (2) от характера (типа) котектики, который зависит от давления и определяет коэффициенты распределения всех компонентов, (3) от кинетических факторов (скорости поступления тепловой энергии, термодинамических свойств компонентов, давления литостатического или флюидного, достижения равновесия составов фаз-минералов с составом расплава) и (4) от изменения состава системы в связи с привнесением и выносом веществ при плавлении. Кроме того, следует иметь в виду, что в природных условиях практически невозможно перегреть расплав и, соответственно, изменить его изобарический состав относительно эвтектики и определенной точки котектики, в которой исчезает одна из котектических фаз. Отсюда следует важный вывод, что содержание всех компонентов в магме практически не зависит от степени плавления, особенно если учесть высокую магнезиальность и анортитовость мантийного субстрата, что приближает к эвтектическим соотношениям компонентов. Поэтому необходимо признать бессмысленность расчетов степени плавления по содержанию и распределению РЗЭ в породах. Содержание и распределение элементов-примесей имеют весьма ограниченные возможности при решении петрологических проблем и чаще создают информационный шум и больше мешают, чем помогают решению петрологической задачи. Только после восстановления физико-химических условий

генерации магм и формирования пород по главным породообразующим элементам можно предложить различные варианты геохимического поведения всех примесных элементов и их изотопов с указанием степени вероятности и достоверности того или иного варианта.

С подобными проблемами при использовании содержаний и распределений радиоактивных элементов и их изотопов сталкивается и геохронометрия, что также усугубляет кризисное состояние в петрологии. Казалось бы, простое обоснование метода в действительности усложняется разделением (фракционированием) как радиоактивных элементов, так и их изотопов, при участии в перечисленных выше процессах. Из-за этого геохронологам приходится предполагать существование в мантии различных резервуаров: PM, DM, EM1, EM2, HIMU и др., которые к главным породообразующим элементам и глубине генерации расплавов не имеют никакого отношения. При обосновании методов определения возраста пород и минералов с использованием различных изотопов Г. Фор [13] подробно оценил возможности каждого из них и пришел к выводу, что все рассмотренные пары изотопов имеют свои возможности, особенности, недостатки и сложности интерпретации результатов. Оказывается, существуют объективные причины не позволяющие решить эту проблему. Каждый геохронометрический метод обладает своими теоретически предсказуемыми пределами изменения системы, которые трудно истолковать однозначно. Причем, геохронологи, зная эту особенность изотопных систем (по крайней мере должны знать), ничего не говорят о достоверности своих данных – достоверность подразумевается само собой. Слепая вера в радиологические данные без критического сопоставления их с геологическими и петрологическими данными ведет к необоснованному перестраиванию стратиграфии, корреляционных схем, геологических карт, истории развития регионов и дискредитации петрологических моделей. На

Кольском полуострове имеются три характерных примера несоответствия радиологических возрастов с геолого-петрологическими данными: (1) метаморфизм беломорских гнейсов (2639 ± 10 млн. лет) – мигматитовые граниты и пегматиты (1750 ± 60 млн. лет); (2) щелочные граниты (2630 ± 31 - 2759 ± 36 млн. лет) – пегматиты, производные щелочных гранитов (1673 ± 3 - 1695 ± 5 млн. лет); (3) различие возрастов лейкократовых и меланократовых слоев габбро-норитов Панского массива в 50 млн. лет [14, 15]. В работе [13] отмечается, что изменение U-Pb системы может заключаться в потере Pb, а также добавке или потере U в магматических и метаморфических процессах, непрерывной диффузии и потере Pb при выветривании. Кроме того необходимо иметь в виду, что полевые шпаты магматических и метаморфических пород обогащены Pb и обеднены U и Th. Такое геохимическое поведение U и Pb вполне позволяет допустить их разделение при смене физико-химических условий в каком-либо процессе и предложить альтернативное объяснение большого изотопно-возрастного разрыва генетически связанных образований. В варианте анатексиса при ультраметаморфизме вполне вероятно обогащение U гранитных выплавов, насыщенных флюидами. В варианте со щелочными гранитами также могло происходить накопление U в остаточном расплаве, насыщенном летучими, кристаллизация которого привела к появлению пегматитов с низким Pb/U отношением и, соответственно, заниженным «изотопным возрастом». Возрастное несоответствие лейкократовых и меланократовых слоев габбро-норитов, образование которых связывается с кумулятивными процессами, можно объяснить составом интеркумулусной жидкости. В лейкократовых слоях остаточный расплав обогащается U из-за того, что в дорастающий кумулятивный плагиоклаз больше уходит свинца, чем урана, а в меланократовых слоях наоборот – в дорастающие кумулятивные пироксены больше уходит урана, чем свинца. Естественно, что цирконы, кристаллизующиеся из интеркумулятивных расплавов различных слоев, будут

различаться по «изотопному» возрасту, как различаются по составу породообразующие минералы в лейкократовых и меланократовых слоях.

Для преодоления разногласий между геохронолагами и геологами необходимо корректное и конструктивное обсуждение причин конкретных несоответствий. По мнению Ю. А. Шукалюкова [13, от переводчика], этому мешает существование двух тенденций по отношению к изотопным методам. Одна из них – нигилистическое пренебрежение геологами их богатейшими возможностями при решении геологических проблем. Другая – недопустимая переоценка, фетишизация геохронологами каждой изотопной даты или значения отношений изотопов. Обе эти тенденции – результат недостаточного знания сущности, достоинств и недостатков: с одной стороны – изотопных методов, а с другой – геологических и петрологических (физико-химических) методов. Изменение создавшейся ситуации возможно только при повышении знаний и тех, и других.

Что же касается кризиса в петрологии, то, как мне кажется, к геологам приходит понимание того, что образование всех горных пород (осадочных, магматических, метаморфических, метасоматических) – это есть результат физико-химических процессов. Поэтому решение проблем петрологии может осуществляться именно физико-химическими методами. Следовательно, для ликвидации кризисного состояния в петрологии необходимо выполнение трех главных условий: (1) подготовка высоко профессиональных специалистов-петрологов, (2) создание физико-химической базы в виде диаграмм состояния различных систем (магматических, метаморфических, метасоматических) и (3) согласование «изотопных» возрастов с петрологическими моделями.

Литература

1. Bowen N. L. // Amer. J. Sci., 1937, 33. P. 1-21. 2. Tuttle O. F., Bowen N. L. // Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, v. 74. – 153 p. 3. Йодер Г. С., Тулли К. Э. Происхождение базальтовых магм. – М.: Мир, 1965. – 248. 4. Luth W.C. // J. Petrol., 1967. V.8. № 3. P.372-416. 5. Дубровский М.И. Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 350 с. 6. Дубровский М.И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987. 256 с. 7. Дубровский М.И. Физико-химические (P_{H_2O} -T-X) модели кристаллизации магматических оливиннормативных пород нормальной щелочности. СПб: Наука, 1993. 224с. 8. Дубровский М.И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. – 336 с. 9. Дубровский М.И. // Записки РМО, 2006, Ч. СXXXV, №3. С. 15-37. 10. Дубровский М.И. // Записки РМО, 2007, Ч. СXXXVI, № 3. С. 36-60. 11. Дубровский М. И. Фазовая диаграмма системы SiO_2 - $NaAlSiO_4$ - $KAlSiO_4$ - $CaMgSiO_4$ - $CaFeSiO_4$ - H_2O при $P_{H_2O}=0-7$ кбар // Записки РМО, 2009, ч. СXXXVIII, №2. С. 14-32. 12. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных пород.- М.: Недра, 1982. – 414 с. 13. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. -590 с. 14. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. – СПб.: Наука, 2004. – 174 с. 15. Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф., Кудряшов Н. М., Каулина Т. В., Ветрин В. Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита (Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области»). – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. – 53 с.

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

О.А. Дюжиков

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, sharkov@igem.ru)

На основе анализа обширных геолого-геофизических и геолого-петрологических данных рассматривается тектоно-магматическая эволюция гигантской Северо-Азиатской платформы; проблемы эндогенного рудообразования раскрываются с акцентом на позднепалеозойскую-раннемезозойскую металлогению глубинных структур региона.

Выдающийся геолог-петрограф академик Франц Юльевич Левинсон-Лессинг еще в XIX столетии детально изучал магматические породы [7]. Он считал, что "генетические исследования изверженных пород должны служить запросам жизни". Примерно в таком контексте и предлагается наш доклад.

В 1971 г. опубликована книга Ю.Е. Погребницкого "Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы" [10], в которой показана принадлежность Таймыра (система гор Бырранга) к разряду платформенных образований. Позднепалеозойские-раннемезозойские траппы, к которым относятся и магматиты Таймыра, образуют огромный ареал, охватывающий Тунгусскую синеклизу, Западно-Сибирскую плиту и Енисейско-Хатангский прогиб. Подавляющая часть объема траппов представлена толеитами. Нижняя часть разреза является контрастной по составу, особенно в Норильском районе и на юго-западе Таймыра, и содержит щелочные базиты и плагиоопокриты.

Траппы Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба погребены под юрско-меловыми слаболитифицированными осадочными образованиями. Рифтогенные структуры Западно-Сибирской плиты, главной из которых является Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, протягиваются в субмеридиональном направлении на 2000 км с выходом в область тектонического уступа континентального склона. Формирование рифтовых систем с развитием в них линейных блоков субокеанической коры определило интенсивность процессов магматической активности и связанную с ней эндогенную минерагению собственно Сибирской платформы.

В настоящее время утвердилось представление о гетерогенном и полихронном фундаменте Сибирской платформы, сложенном архейскими глыбами и протерозойскими складчатыми сооружениями. Особенности строения и глубинная структура региона определяются многостадийной историей формирования фундамента платформы и ее вулканогенно-осадочного чехла. Длительные процессы консолидации складчатого основания сопровождались разрушением жестких структур с образованием ослабленных зон и подвижных поясов, линейных блоков метаморфизма, осадконакопления, базитового и гипербазитового магматизма. Фундамент платформы, сложенный архейскими кристаллическими комплексами и ниже-среднепротерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, окончательно консолидирован к концу среднего протерозоя. В результате разновозрастные гетерогенные глыбы археид и ранних карелид оказались сцементированными и одновременно разобщенными троговыми швами. Последние рассматриваются как протяженные долгоживущие линеаменты - рифтогенные структуры, неоднократно регенерированные в течение протоплатформенного и собственно платформенного этапов.

Наиболее крупной шовной структурой является Байкало-Таймырский линеамент, разделяющий Сибирскую платформу на две примерно равнозначные по площади, но различающиеся по глубинному строению области - Тунгусскую и Алдано-Анабарскую, каждая из которых состоит из нескольких мегаблоков фундамента [11, 13]. Обращает на себя внимание совпадение трассы Байкало-Таймырского линеамента с относительно тонкой консолидированной корой, а также разделение ею областей обширного траппового магматизма на западе и распределение кимберлитовых полей на востоке [3, 4, 5].

Рудные формации региона объединяются в группы по принадлежности к геотектоническим этапам развития структур и в генетические ряды - по связи с источниками рудного вещества, т.е. с конкретными магматическими формациями [6, 8]. Так, в этап позднепалеозойской-раннемезозойской активизации, выраженной в интенсивном рифтогенезе, формируются щелочно-базитовая, базитовая, гипербазит-базитовая, щелочно-гипербазитовая, кимберлитовая магматические формации. Последовательно образуются сульфидная медно-никелевая, медно-цеолитовая,

боросиликатная, апатит-магнетитовая, редкометально-карбонатитовая и другие рудные формации. В течение этапа отраженной мезозойской активизации возникли различные щелочно-базитовые, щелочные и гранитоидные формации, с которыми связаны магноматитовая, редкометально-флюоритовая, полиметаллическая сульфидная, медно-порфировая, ртутно-сурьмяно-мышьяковая и другие рудные формации. Ниже остановимся на двух рудных районах - Таймыро-Норильском и Ангара-Илимским.

Основополагающие труды Б.Н. Рожкова [12] и В.С. Соболева [14] явились обстоятельными сводками, определившими еще в 1930-е годы главные направления исследований в области изучения траппового магматизма и ассоциирующего оруденения.

Сибирские траппы рассматриваются как результат эволюции Сибирского суперплюма. Последний является одним из крупнейших в мире, а Норильский район с его уникальными ЭПГ-Cu-Ni месторождениями тяготеющими к области тройного сочленения рифтов, рассматривается нами как самостоятельная ветвь гигантского мантийного плюма [1].

Расслоенные рудоносные интрузивы Норильского района сформированы в результате эволюции изначально высокомагнезиального сульфидоносного расплава - родоначального пикрита [2, 3, 5] - в протяженной по вертикали магматической колонне и промежуточных очагах. Образуется следующий последовательный ряд составных элементов вулканогенно-плутоногенной рудоносной ассоциации: бессульфидные пла- гиопикритовые базальты → бессульфидные высокомагнезиальные интрузивы → сульфидоносные гипербазит-базитовые интрузивы → массивные сульфидные руды → малосульфидные платиновые руды. Почти все рудоносные интрузивы образованы в пределах ареала плагиопикритовых базальтов.

Продуктивные сульфидоносные интрузивы, мощностью до 300 м, характеризуются четко выраженной расслоенностью, наличием горизонта пикритовых габбро-долеритов, нижнего и верхнего горизонтов такситовых габбро-долеритов, развитием мощного (до 400 м) сложнопостроенного метаморфического ореола [15] и мощного (до 3000 м) геохимического ореола [2]. Характерные черты продуктивных Талнахского и Норильского интрузивов - преобладание Cu над Ni и Pd над Pt. Названным интрузивам присущи определенная средняя магнезиальность (12-13 мас.% MgO), обогащенность тяжелой серой ($\delta^{34}\text{S}$ до +12‰), примитивный изотопный состав свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.5$), характерные соотношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 7045-0,7055$). Известные данные по содержанию в породах и рудах месторождений Норильского и Талнахского рудных полей калия, водорода, ВОДЫ, гелия и других флюидов характеризуют всю систему формирования этих месторождений как долгоживущую флюидоподводящую структуру, обусловившую перенос цветных и благородных металлов, интенсивный щелочной метасоматоз и образование разнородных геохимических полей. Широкое развитие жильных образований, как и формирование мощных (до 30-50 м) секущих и плитообразных массивных сульфидных руд свидетельствуют о высокодифференцированных глубинных процессах и проявлении самостоятельной силикатно-сульфидной (существенно сульфидной) фазы.

Железородная металлогеническая провинция, главным составным элементом которой является широко известный Ангара-Илимский рудный район, находится в южной части Сибирской платформы. Ангара-Вилуйский рудный пояс включает несколько перспективных железорудных районов [9], сформированных в процессе автономной позднепалеозойской-раннемезозойской и отраженной мезозойской активизации. Месторождения генетически (парагенетически) и пространственно связаны с трапповым магматизмом, но, вместе с тем, они не находят сопоставимых аналогов среди других

трапповых провинций мира. В регионе известно более 200 месторождений, из которых наиболее крупные Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское и др.

Ангаро-Вилуйский рудный пояс широкой полосой (сотни километров) протягивается на расстояние более 1000 км и наложен на разновозрастные структуры фанерозойского чехла. Месторождения морфологически принадлежат вулкано-тектоническим структурам кольцевого типа (45-120 км в поперечнике). Эти структуры образуют пологие купола, края которых обрамляются многочисленными трещинами, зонами дробления, дайками траппов и диатремами. Формирование железорудных месторождений является процессом длительным и многоактным. Корни месторождений не принадлежат конкретным трапповым массивам, а связаны с эволюцией промежуточных магматических очагов, имеющих значительную вертикальную протяженность и взаимодействующих с мантийным источником.

Гидротермально-метасоматическая природа месторождений объясняется мобилизацией железа в процессе предполагаемой ассимиляции галогенных пород платформенного чехла. Магномагнетитовые месторождения сопровождаются ореолами скарнов, что указывает на обилие в траппах летучих компонентов [14].

В заключение подчеркнем, что траппы Северо-Азиатского кратона, как и траппы других древних платформенных структур, не могут рассматриваться как рудоносная магматическая формация. К собственно рудоносным формациям относятся гипербазит-базитовая никеленосная, щелочно-гипербазитовая полиформационная и кимберлитовая, проявленные в особых геотектонических условиях и, несомненно, связанные с трапповым магматизмом не только пространственно, но и генетически (парагенетически) на уровне эволюции мантийных очагов в зонах первичной магнегенерации. Магномагнетитовая формация обязана поздне- и посттрапповым мантийным процессам, связанным со скарново-рудобразующими растворами.

Литература

1. Горбунов Г.И., Дюжиков О.А., Шарков Е.В. // Платина России. Т. VII. Красноярск, 2011. С. 64-73.
2. Додин Д.А., Дюжиков О.А. // Платина России. Т. У1. М.: ООО Геоинформмарк, 2005. С. 150-165.
3. Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология рудн. месторождений. 1985. № 3. С. 18-33.
4. Дюжиков О.А. // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. Новосибирск: Наука, 1991. С. 73-97.
5. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
6. Дюжиков О.А., Золотухин В.В., Кавардин Г.И. и др. // Закономерности размещения полезных ископаемых (металлогения Сибири). М.: Наука, 1988. С. 203-214.
7. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. // Труды Сиб. Общ. Ест., 1898. 8.
8. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
9. Одинцов М.М., Домышев В.Г. // Геология и геофизика, 1977. № 1. С. 3-15.
10. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
11. Пятницкий В.К., Штунин И.М. // Докл. АН СССР, 1975. Т. 223. № 3. С. 680-683.
12. Рожков Б.Н. // Тр. Вост.-Сиб. геол.-разведочного треста, вып. 3, 1933.
13. Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы. М.: Недра, 1972. 168 с.
14. Соболев В.С. // Тр. Ин-та геологии Арктики, 1936. Т. 43. 214 с.
15. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 319 с.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И СОСТАВ МЕЗОАРХЕЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНО-ВЫГОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

И. А. Житникова¹, Т. А. Мыслова², С. Л. Пресняков³, П. А. Львов³

(¹ГГУП «СФ «Минерал», Санкт-Петербург, zhitnikova@scmin.spb.ru; ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; ³ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург)

Основываясь на результатах детального изучения состава и возраста пород Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры, проведенных в рамках проекта «Геологическое доизучение Северо-Онежской площади масштаба 1:200000 (лист Р-36-ХП)», выделены три

группы габброидов мезоархей, отличающиеся составом и изотопным возрастом (U-Pb по циркону с использованием SHRIMP-II).

Метагаббро первой группы составляет небольшие силлы и дайки мощностью от 10-20 до 100 м, редко более 200 м, длиной 0.5-1 км, интрузирующие вмещающие метабазалты зеленокаменного пояса и секущиеся дайками шилосского комплекса. Габброиды первой группы достаточно широко развиты в пределах всей Южно-Выгозерской структуры и представлены амфиболитами, сложенными на 30-45% амфиболом, частично сосюритизированным плагиоклазом и небольшим количеством кварца. Габбро-амфиболиты данной группы характеризуются умеренными содержаниями как петрогенных, так и редких и редкоземельных элементов: в среднем (в масс. %) SiO_2 50.47, TiO_2 0.95, Al_2O_3 15.28, Fe_2O_3 13.07, MgO 7.84, CaO 9.67, Na_2O 2.15, K_2O 0.38, (в мкг/г) Rb 10, Sr 141, Zr 51, Cr 224, V 261, Hf 1.54, Y 18, Nb 2, La 2.9, Yb 1.9. Они имеют плоские графики распределения редкоземельных элементов ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=0.72-1.17$) с содержаниями, превышающими хондритовое в 6-15 раз при общей их сумме 23-33 мкг/г. Породы относятся к толеитовой серии и характеризуются умеренной магнезиальностью $\text{Mg}\# = 0.43-0.59$. Субконкордантный возраст кристаллизации габбро-амфиболитов составил по верхнему пересечению дискордии с конкордией 2857 ± 7 млн. лет. Продатированные зерна обладают всеми признаками циркона магматического происхождения: с реликтами элементов грубой зональности, характерными умеренными Th/U отношениями (1.12-2.44), с деплетированными ЛРЗЭ спектрами распределения лантаноидов и Ce и Eu аномалиями.

Вторая группа габбро-амфиболитов представлена малыми интрузивными телами изометричной и линейной формы, развитыми по периферии Шилосского массива. Породы комплекса содержат ксенолиты вмещающих метабазалтов и прорываются дайками и жилами плагиогранитов шилосского комплекса. Амфиболиты в большинстве случаев сильно изменены более поздними метасоматическими процессами. Рассматриваемые метагаббро, так же как и амфиболиты первой группы, относятся к толеитовой серии и сходны с ними по содержанию большинства элементов, но отличаются меньшей магнезиальностью (0.38-0.50), повышенными и варьирующими концентрациями Zr (70-156 мкг/г), Nb (3.5-7.6 мкг/г), Hf (1.77-4.21 мкг/г) и высокими содержаниями TiO_2 , (1.63-2.74 масс. %, в единичных случаях достигая 4.62 масс. %), V (325-928 мкг/г), Y (27-45 мкг/г) и всего диапазона редкоземельных элементов с относительно высокой их суммой (45-96 мкг/г) и недифференцированным распределением ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=0.96-1.44$). Подобно амфиболитам предыдущей группы они имеют плоские графики распределения редкоземельных элементов, но с более высокими их содержаниями, превышающими хондритовое в 20-40 раз. Дискордантный возраст, полученный по девяти зернам циркона, составил 2869 ± 12 млн. лет. Характер распределения РЗЭ в цирконе (с положительной цериевой и отрицательной европиевой аномалиями), а также умеренные Th/U отношения (0.64-1.38) свидетельствуют о его магматической природе.

Третья группа представлена гипербазит-базитовым каменноозерским комплексом, слагающим небольшие массивы и пространственно тяготеющим к долгоживущим разломам субмеридионального-северо-западного направления. Ультрабазиты не имеют выходов на поверхность и вскрыты только скважинами. Метагабброиды изучены в обнажениях и представлены двумя разновидностями. Одна соответствует лейкогаббро и габбро-анортозитам с повышенными содержаниями Al_2O_3 (16.56-19.20 масс. %), которые сложены на 30% амфиболом (развивающимся по пироксену), полностью сосюритизированным плагиоклазом (до 70%) и небольшим количеством кварца. Другая разновидность отвечает меланократовым габбро-амфиболитами с повышенными концентрациями MgO (9.51-12.62 масс. %), содержащим до 70% амфибола. Метагабброиды каменноозерского комплекса характеризуются наиболее низкими концентрациями TiO_2 (0.43-0.75 масс. %), Fe_2O_3 (6.77-

10.24 масс. %), Y (8-11 мкг/г), Nb (0.8-1.6 мкг/г), Zr (19-30 мкг/г), Hf (0.55-0.85 мкг/г), V (152-189 мкг/г), повышенными содержаниями CaO (11.16-14.35 масс. %) и высокой магнезиальностью (0.63-0.71). Они также относятся к толеитовой серии и имеют плоские графики распределения редкоземельных элементов с небольшим обеднением легкими лантаноидами меланократовых габбро ($La_N/Yb_N=0.53$) и самые низкие содержания PЗЭ, превышающие хондритовое в 4-7 раз при общей их сумме 14-18 мкг/г. Изотопный возраст (субконкордантный) лейкогаббро составил 2840 ± 5 млн. лет, меланократового габбро – конкордантный 2818 ± 14 млн. лет. Для кристаллов циркона в обоих случаях характерны спектры распределения PЗЭ, типичные для «магматических» зерен и умеренные Th/U отношения (0.59-2.56).

$\epsilon_{Nd}(T)$ всех изученных габброидов имеют положительные значения и варьируют в диапазоне от 2.1 до 4.9, располагаясь вблизи линии деплетированной мантии. Данные Nb-Zr-Y систематики [1] позволяют сделать вывод о сходстве исходных расплавов габбро-амфиболитов с базальтами океанических плато, выплавленными из плюмовых источников. Состав родоначальной магмы для изученных габброидов предполагает смешение в разных пропорциях глубинно деплетированных (DEP) и недеплетированных (PM) мантийных расплавов. Небольшой Nb минимум (0.58-0.89), характерный для габбро-амфиболитов наиболее молодой группы (каменноозерского комплекса), свидетельствует о возможной контаминации расплава коровым материалом.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы. После формирования зеленокаменных поясов северного обрамления Водлозерского блока Центральной Карелии под Южно-Выгозерской структурой фиксируется продолжающаяся активность мантии. В результате на этапе от 2.86 до 2.82 млрд. лет формируются комплексы малых интрузивных тел и даек базитового и ультрабазитового составов, имеющих мантийные источники и представляющие собой смешение выплавов PM и DEP.

Работа выполнена по проектам: «ГДП-200 листа Р-36-ХІІ (Северо-Онежская площадь)», «Составление и подготовка к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ листа Р-36-ХІІ, Серия Карельская» (ГГУП «СФ «Минерал») и поддержана РФФИ (проект № 10-05-00798-а).

Литература

1. *Condie K.C.* // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491-504.

ТРЕНДЫ ГРАНИТИЗАЦИИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ МИГМАТИТОВ

И. Л. Жуланова

(Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, meta-mor@neisri.ru)

Введение. 40-летие выхода в свет монографии Галины Михайловны Саранчиной [1] дает повод обсудить с современных позиций соотношение понятий регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, мигматизации, гранитизации, метасоматоза, о которых подробно говорится в ее "главной книге", но признаковые пространства которых до сих пор однозначно не очерчены. Попытки предпринимались неоднократно [2], но даже принятие Россией (впервые в мире) Петрографического кодекса (ПК), задачи не решило, поскольку в первом издании (ПК-95 [3]), с одной стороны, и двух практически идентичных последующих (ПК-09 [4]) – с другой, предложены различные подходы к систематике и

классификации метаморфических (*s. l.*) образований. Между тем сложной гамме процессов, стоящих за названными понятиями, принадлежит ведущая роль в формировании гранито-гнейсового слоя земной коры – единственного доступного человечеству месторождения минеральных богатств, и познание его природы ещё долго будет оставаться главной задачей геологии.

Постановка проблемы. Согласно указанию Межведомственного петрографического комитета, выполнение требований ПК обязательно при проведении геологических работ всеми ведомствами на территории РФ [3, 4]. И если следовать "букве закона", прежде всего необходимо определиться, о каких именно таксонах пойдет речь, поскольку ныне действующий ПК-09 закрепил многоуровневую классификацию метаморфических горных пород, где к высшему таксону отнесены три типа: метаморфические, метасоматические породы и мигматиты. Два первых трактуются как продукты соответствующих процессов, мигматиты – как полигенные образования. Оговорено, что мигматиты как самостоятельный тип выделяются в значительной мере условно, поскольку это промежуточные между метаморфическими, метасоматическими и магматическими образования, и подчеркивается прогрессивный характер процессов, обуславливающих их возникновение [4. С. 75].

Обращает на себя внимание принципиально иная, нежели в ПК-95, трактовка понятий "ультраметаморфизм" и "гранитизация". Там производные от них прилагательные выступали как синонимы для определения одного из 5 классов, на которые подразделялся тип "метаморфические горные породы" – одноранговый (!) с магматическими и осадочными [3. С. 26–27, 30–31]. В ПК-09 о гранитизации упоминается вскользь в связи с образованием лейкосомы мигматитов, а понятие "ультраметаморфизм" в качестве фактора возникновения мигматитов дезавуируется вообще, как (якобы) этимологически ошибочное, поскольку мигматизация, во-первых, широко проявляется отнюдь не в предельных, а уже в среднетемпературных условиях метаморфизма (амфиболитовая фация), а во-вторых, порождается не метаморфизмом *s. s.* (который ПК-09 ограничивает условием изохимизма), а высокотемпературным щелочным или кремне-щелочным метасоматозом [4. С. 75].

Многолетний опыт геологического картирования, петрологического и геохронологического изучения разновозрастных (до- и пострифейских) метаморфических комплексов Северо-Востока Азии (СВА) свидетельствует, что разногласия в трактовке понятий (и процессов) "мигматизация", "ультраметаморфизм", "гранитизация" – это едва ли не главное препятствие на пути разработки непротиворечивой модели эволюции гранито-гнейсового слоя земной коры. В то же время имеющиеся материалы позволяют говорить о возможности снятия противоречий [5, 6].

Предложения к обсуждению и региональные примеры. Наиболее актуальной для современного геолого-тектонического (тем более, геодинамического) контекста представляется необходимость разграничения понятий "ультраметаморфизм" и "гранитизация", поскольку геологическая сущность и корообразующее значение стоящих за ними явлений вырисовываются как принципиально различные:

1. Ультраметаморфизм – процесс селективного плавления пород, продолжающий региональный метаморфизм погружения в закрытой системе вследствие повышения T° и ограниченный в масштабе своего проявления массой H_2O и величиной $P_{общ}$. Он изменяет реологические свойства земной коры, но на ее геохимический баланс не влияет. Следует напомнить, что одним из первых (если не первым), кто обратил внимание на то, что в реальной геологической обстановке, в отличие от условий эксперимента, литостатическое давление выступает ограничителем процесса парциального плавления, был Г. М. Беляев [7].

В дорифейских комплексах СВА с процессом ультраметаморфизма представляется правомерным связать образование мигматитов, лейкосома которых (всегда маломощная и четко отграниченная от субстрата) содержит более плотные минеральные фазы (в

частности, гранат), чем субстрат (кристаллосланцы с биотитом, гиперстеном, роговой обманкой). Кроме того, для мигматитов этой природы характерен избыток кварца в лейкоosome – следствие выплавления в сухих условиях.

2. Гранитизация, напротив, представляет собой взаимосвязанные процессы метасоматоза (прежде всего, дебазификации) и селективного плавления, охватывающие крупные объемы коры и приводящие к изменению ее валового состава и разуплотнению. Фактор гранитизации – приток ювенильного флюида, основное условие реализации – снижение литостатического давления, т.е. тектоническое воздымание (с формированием структур гнейсово-купольного типа).

Гранитизации один и тот же субстрат подвергается, как правило, неоднократно (что особенно характерно для кристаллического фундамента фанерозойских складчатых поясов). Телескопирование же ультраметаморфизма если и возможно теоретически, то вряд ли доступно наблюдению на современном срезе континентальной коры, поскольку может реализоваться лишь в перманентно нисходящих структурах. На практике возможность распознавания мигматитов ультраметагенной природы нередко сводится на нет наложением на них гранитизационных мигматит-гранитовых комплексов стадии тектонического воздымания.

В дорифейских комплексах СВА зафиксированы два тренда гранитизации:

- субизофациальный (чарнокитизация субстрата гранулитовой фации; плагиогранитизация субстрата прогрессивной амфиболитовой фации; палингенно-метасоматическая калиевая гранитизация субстрата прогрессивной амфиболитовой фации);
- регрессивный (плагиогранитизация субстрата гранулитовой фации с образованием гнейсов амфиболитовой фации);

Гранитизация изофациального и регрессивного типов, проявлявшаяся в виде последовательных импульсов в раннем архее (чарнокитизация, затем плагиогранитизация) и в раннем протерозое (палингенно-метасоматическая калиевая гранитизация) играла ведущую роль в формировании континентальной коры СВА. С процессом архейской плагиогранитизации, завершающимся анатексисом, связано становление формации "серых гнейсов".

Гранитизация прогрессивной направленности проявляется в причинной связи с мезозойским большеобъемным ультрабазит-базитовым магматизмом в тектонических структурах островодужного типа, составляющих характерный элемент притихоокеанских кайнозоид [8]. Здесь внедрению интрузий габбро-плагиогранитного ряда предшествует высокотемпературный метаморфизм всех более ранних образований, эволюционирующий от изо- к аллохимическому (от перекристаллизации пород рамы к их дебазификации). В результате за счет осадочно-вулканогенных толщ формируется широкая гамма апоамфиболитовых мигматитов и плагиогнейсов. На пике процесса отмечаются выплавки биотит-гиперстеновых плагиогнейсов, образующих небольшие (до сантиметра) "очки" в массе мелкозернистого амфиболита (чарнокитизация). Вклад гранитизации прогрессивного типа в приращение гранитного слоя СВА незначителен.

Заключение. Из всего сказанного следует, что термины "мигматит" и "мигматизация" целесообразно использовать как свободные. Они могут применяться как к горным породам, так и к метаморфическим комплексам в целом. В легенды государственных геологических карт породы субстрата мигматитов гранитизационной природы и их лейкократовую компоненту предпочтительно вводить отдельно – как самостоятельные картографируемые подразделения.

Литература

1. Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 128 с. 2. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 416 с. 3. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с. 4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. Изд. 2-е, перераб. и доп., 2008. 200 с. Изд. 3-е, исправ. и доп., 2009. 200 с. 5. Жуланова И. Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука: 1990. 304 с. 6. Жуланова И. Л., Карсаков Л. П., Кузьмин В. К. // Тихоокеан. геология. 2006. № 6. С. 24-38. 7. Беляев Г. М. // Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 152-155. 8. Жуланова И. Л., Перцев А. Н. // Тихоокеан. Геология. № 3. С. 65-76.

**РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩАЯ И РУДОЛОКАЛИЗУЮЩАЯ РОЛЬ
ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
(НА ПРИМЕРЕ ТИШИНСКОГО И РИДДЕР-СОКОЛЬНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ)**

С. В. Зиновьев

(Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, zinoviev61@mail.ru)

Большое количество колчеданно-полиметаллических и золоторудных месторождений в пределах Рудного Алтая приурочено к деформационно-метаморфическим структурам (региональным сдвиговым зонам, зонам смятия и пр.). Для Рудного Алтая считается, что рудообразующие процессы протекали здесь в течение среднедевонского синвулканического (гидротермально-осадочного) и позднепалеозойского плутогенного (гидротермально-метасоматического) этапов [1]. Однако современная морфология и положение рудных тел месторождений зон смятия связаны не столько с вышеуказанными процессами, сколько с динамометаморфическим перераспределением вещества, в том числе и рудного, в условиях сдвигового течения.

Долгое время динамометаморфизм не рассматривался в качестве самостоятельного структурообразующего процесса, способного на существенные и масштабные преобразования породных комплексов. Соответственно недооценивалась рудоконцентрирующая и рудолокализирующая роль динамометаморфизма, хотя вопрос о метаморфогенном (в том числе и динамометаморфическом) перераспределении рудного вещества в процессе формирования месторождений в деформационно-метаморфических структурах поднимался и обсуждался в ряде работ.

Динамометаморфические структурно-вещественные преобразования рудовмещающих пород и руд, а также определение возраста основных импульсов стресс-метаморфического воздействия и времени формирования рудных тел исследовались автором на хорошо изученных месторождениях Рудного Алтая – Тишинском и Риддер-Сокольном. Тишинское месторождение относится к группе месторождений, обособленных в интенсивно деформированных породах зон смятия, а Риддер-Сокольное – является представителем группы месторождений, локализованных в слабо деформированных толщах.

Тишинское месторождение. Тишинское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в пределах Кедровско-Бутахихинской зоны смятия Рудного Алтая.

Особенностью геологии Тишинского месторождения и всего рудного поля является то, что его вещественную основу представляют главным образом новообразованные породные комплексы, сформированные в результате динамометаморфизма и метасоматоза палеозойских породных масс. Первично стратиграфические или магматические формации и их контактные соотношения практически не наблюдаются, а слабо преобразованные

породы встречаются редко и, как правило, в аллохтонном залегании. Основную роль играют породные массы динамометаморфического и метасоматического типов; в них степень преобразования исходных пород меняется в широких диапазонах от 20-25% до 75-100% [2]. Частота преобразования имеет многократно повторяемый («телескопический») характер и определяется периодическим механическим воздействием на породный субстрат в зонах сдвигов. В результате на Тишинском месторождении сформировались качественно новые структурно-вещественные комплексы тектонитов преимущественно сланцевого типа, новые геологические тела и границы со «скользящими» значениями геологического возраста.

На основе детального картирования Тишинского карьера построена картографическая модель одноименного месторождения [3]. Центральным элементом этой модели является рудовмещающая зона, в которой выделены две конформных подзоны: северная и южная (рудовмещающая).

Рудовмещающая подзона включает рудоконтролирующие породные массы и в качестве главного структурного элемента - Основную рудную залежь. Ее генерализованная конфигурация представлена в виде ветвящейся системы линзовидных тел полиметаллических руд в интенсивно деформированном (меланжево-сланцевом) субстрате. Рудные тела ассоциируют с серицит-кварцевыми и хлорит-серицит-кварцевыми тектоносланцами, залегают субвертикально, генерально простираются в субширотном направлении, согласном с общей ориентировкой структуры рудного поля.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования околорудных серицитовых и серицит-кварцевых тектоносланцев по возрасту плато свидетельствуют о двух основных деформационно-метаморфических событиях, которые происходили в интервалах 294-301 и 279-288 млн. лет. С меньшей долей вероятности устанавливаются более молодые деформации (порядка 260 млн. лет и моложе), о чем свидетельствуют значения возраста, фиксируемые на низкотемпературных участках спектров [3].

Возраст формирования рудных тел Тишинского месторождения соответствует возрасту вмещающих их тектоносланцев. Следовательно, рудные тела Тишинского месторождения в той морфологии, которая наблюдается в настоящее время, сформировались в раннепермскую эпоху.

Риддер-Сокольное месторождение. Риддер-Сокольное полиметаллическое месторождение обособлено в северной части Лениногорского рудного поля в зоне субширотного регионального Семипалатинско-Лениногорского разлома в относительно слабо нарушенных слоистых толщах сводовой части антиклинорной структуры и представлено рудными залежами, расположенными на разных гипсометрических уровнях в разных тектонических блоках.

В разрезе месторождения прослеживается определенная глубинная зональность в размещении рудных тел, при этом они имеют разную морфологию и характеризуются разной концентрацией рудного вещества [4, 5 и др.].

Наибольший интерес с точки зрения динамометаморфического преобразования породных и рудных тел месторождения представляет верхний уровень, характеризующийся линзовидными рудными телами субсогласными с перекрывающими их пологозалегающими толщами, которые, в свою очередь, осложнены пологими срывами.

Большинством исследователей считается, что породы Риддер-Сокольного месторождения дислоцированы незначительно; динамометаморфические преобразования проявлены слабо и связаны с малоамплитудными послерудными тектоническими подвижками [4,6,7 и др.]. В тоже время, не смотря на утверждения о незначительной дислоцированности и локальности распространения динамометаморфических преобразований, отмечается приуроченность всех залежей месторождения к структурно-

метасоматическим зонам, которые представляют собой протяженные линейные участки наиболее тектонически и метасоматически переработанных пород [5]. Кроме того, в работах других исследователей указывается, что основными рудолокализирующими структурами верхней части месторождения являются межслоевые трещинные зоны [8] или зоны послойных срывов [4]. Существуют также данные, что стратиформные рудные тела, обособленные в верхней части месторождения и приуроченные к купольным структурам залегают среди кварц-серицит-хлоритовых пород, хлоритолитов и серицитолитов [9, 10], а также, что значительная часть руд месторождения, залегающая над микрокварцитовым ядром подверглась значительной переработке и переотложению [11].

Указанные факты подтверждают существенные динамометаморфические воздействия на руды и рудовмещающие породы верхней части Риддер-Сокольного месторождения. Кроме того, если месторождение локализовано в зоне регионального разлома, то осадочно-вулканогенные породы и руды должны были испытать деформации и, в той или иной степени, подвергнуться структурно-вещественным преобразованиям, о чем неоднократно указывалось в работах автора [3; 12 и др.].

Наши исследования показали, что, не смотря на локализацию Риддер-Сокольного месторождения в слабдеформированном блоке, рудовмещающие породы и руды испытали динамометаморфическое воздействие, в результате которого рудные тела верхнего уровня приобрели морфологию, наблюдаемую в современном структурном плане.

В пределах Риддер-Сокольного месторождения нами изучался небольшой провал на г. Сокольная, в котором вскрыты коренные обнажения верхней части месторождения. Здесь в вертикальной стенке картируется поверхность надвига, вдоль которой развиты типичные бластомилонит-бластокатаклазитовые породные ассоциации. Вероятнее всего эта пологая надвиговая зона является одной из тех, которые нарушают отложения крюковской свиты и для которых, наряду с северным надвигом, ограничивающим месторождения с севера, предполагается позднепалеозойский возраст [13]. Осадочно-вулканогенные отложения в этой зоне претерпели существенные динамометаморфические преобразования, в результате чего произошла утрата первичных структурно-текстурных характеристик, присущих слоистым толщам. Породные комплексы представлены здесь полосчатыми и линзовидно-полосчатыми тектоносланцами. В обнажении отчетливо просматривается деформационная неоднородность, которая выражена в наличии зоны интенсивных деформаций, развитой вдоль поверхности пологого срыва. Эта зона, мощностью от 1 до 2 метров, имеет субгоризонтальное залегание и отделяет подстилающие ее существенно кварцевые породы (микрокварциты) от комплекса тонкополосчатых кварц-хлорит-серицитовых тектоносланцев. В зоне интенсивных преобразований тектониты имеют тонколистовато-пластинчатый вид. Выше зоны надвига наблюдаются более сцементированные тектоносланцы аналогичного состава полосчатого и линзовидно-полосчатого облика.

Исходя из анализа результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования околорудных кварц-хлорит-серицитовых тектоносланцев по возрасту плато определено время основного динамометаморфического события, которое происходило 307.7 ± 2.4 млн. лет назад [14].

Возможность формирования рудных тел с высокой концентрацией рудного вещества за счет сепарационно-сегрегационных механизмов в процессе сдвигового течения в деформационно-метаморфических зонах подтверждается экспериментально [15, 16]. В условиях динамометаморфизма достаточным для формирования таких рудных тел является наличие в породах додеформационного субстрата рассеянной рудной минерализации.

Таким образом, проявление интенсивных деформационных воздействий на породный субстрат в зонах региональных сдвигов способствует формированию не только новых пород динамометаморфического типа (тектонитов), но и перераспределению и

концентрированию рудного вещества. Следовательно, динамометаморфизм имеет большое рудоконцентрирующее и рудолокализирующее значение.

Характерными особенностями рудных тел динамометаморфической природы являются: 1) линзовидная и линзовидно-полосчатая морфология; 2) их ориентировка совпадает с общим простиранием деформационной зоны; 3) рудовмещающими породами всегда являются тектониты (динамоклатиты, тектоносланцы и пр.); 4) рудам и рудовмещающим породам присущи структуры течения в ламинарных и турбулентных формах. Это характерно для Тишинского и верхней части Риддер-Сокольского месторождений и может рассматриваться в качестве критериев поисков рудных концентраций в деформационно-метаморфических структурах земной коры.

Формирование рудных тел с высокой концентрацией рудных элементов в зонах региональных сдвигов обусловлено: а) перераспределением рудного вещества *in situ* сепарационно-сегрегационными механизмами в условиях сдвигового течения; б) флюидным привнесом ювенильного вещества и в) механизмами механохимической активации реакций минералообразования. Эти процессы имеют импульсный многократно повторяемый характер и сопровождают формирование Рудноалтайских сдвиговых зон в период с позднего девона по ранний мезозой включительно.

Время основных динамометаморфических событий, которые привели к формированию рудных тел Тишинского месторождения, соответствуют интервалам 294-301 и 279-288 млн. лет, а для линзовидных рудных тел верхнего уровня Риддер-Сокольского месторождения установлено время формирования порядка 307.7 ± 2.4 млн лет.

Работа выполнена при поддержке базового проекта НИИР Института геологии и минералогии СО РАН.

Литература

1. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай) / Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М. / Новосибирск: Наука, 1986, 191 с.
2. Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Мамин В.И., Олейник Ю.Ф. // Геология и охрана недр. 2008. Т. 28. № 3. С.25-33.
3. Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М. // ДАН. 2009. Т. 428. № 3. С.358-363.
4. Покровская И.В. Металлогения и условия образования полиметаллических месторождений. Лениногорский район Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1982. 156 с.
5. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 339 с.
6. Викентьев И.В., Карманов В.П. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. №8. С. 48-57.
7. Чепрасов Б.Л., Покровская И.В., Ковриго О.А. // Геология руд. месторождений. 1972. Т. 28. № 3. С. 30-45.
8. Руденко Б.М., Олейник Ю.Ф., Мохов В.А. // Советская геология. 1985. № 8. С.31-38.
9. Мохов В.А., Викентьев И.В. // Изв. вузов. геол. и разведка - 1988. - № 12. - С. 53-61
10. Дергачев А.Л., Пак Т.М., Еремин Н.И. // ДАН. 1994. Т. 334. № 4. С. 476-480.
11. Попов В.В. // Геол. руд. месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 371-389.
12. Зиновьев С.В., Чиков Б.М. // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 7, с. 1018-1026.
13. Сандомирский С.А., Старостин В.И. // Геология руд. месторождений. 1975. № 2. С.3-15.
14. Зиновьев С.В., Травин А.В. // ДАН. 2012. Т. 444. № 5 (в печати).
15. Чиков Б.М., Пятин С.А., Соловьев А.Н. Импульсное компактирование гранитного катаклазита. - Препринт ОИГГМ СО РАН, 1991. - 9 с.
16. Жмодик С.М., Верховцева Н.В., Нестеренко В.Ф., Чиков Б.М. и др. // Геохимия, 2004. - №12. - С. 1285-1300.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.Н.Зинчук

(Западно-Якутский научный центр АН, Республика Саха (Якутия), nnzinchuk@rambler.ru)

Многими исследователями отмечалась приуроченность коренных месторождений алмазов мантийного происхождения к древним кратонам, консолидация которых завершилась в архее. В целом это отражено в известном правиле Клиффорда, согласно которому кимберлиты могут быть также распространены и в пределах протерозойских

подвижных поясов, но их алмазоносность предполагалась ограниченной или эти породы вовсе не будут содержать алмазы. В подтверждение таких утверждений являлось отсутствие в краевых частях платформ коренных месторождений алмазов с промышленной алмазоносностью, хотя россыпи этого минерала с неустановленными коренными источниками наблюдались на многих древних платформах Мира. Однако за последние годы были открыты коренные месторождения алмазов и в периферийных частях древних кратонов (алмазные кимберлитовые трубки Восточно-Европейской платформы, лампроитовая трубка Аргайл в Западной Австралии и др.). Такие месторождения алмазов имеют целый ряд особенностей, на основании которых можно выделить самостоятельные периферийные алмазоносные зоны, обрамляющие центральные районы практически всех алмазоносных провинций Мира. Якутская кимберлитовая провинция (ЯКП) с юга на север протягивается на 1500 км (от Малоботуобинского района до моря Лаптевых) и с запада на восток на 1000 км (от Харамайского кимберлитового поля в Красноярском крае до р.Лены). На севере и востоке границами провинции служат Лено-Анабарский и Ангара-Вилуйский прогибы, а на юго-востоке-Ангара-Вилуйский прогиб и Вилуйская синеклиза. На западе границу проводят по восточному склону Тунгусской синеклизы. В пределах ЯКП на площади свыше 800 км² открыто более 1000 кимберлитовых трубок и дайкоподобных тел, распределенных неравномерно и сгруппированных в более 20 кимберлитовых полей, которые в свою очередь объединяют в 9 алмазоносных районов. По особенностям геолого-тектонического положения отдельных групп кимберлитов, их минералого-петрографическим характеристикам, петрохимии, возрасту, кристалломорфологическим типам алмазов и алмазоносности многие исследователи разделяют ЯКП на две субпровинции: Вилуйскую и Анабаро-Оленекскую. Более мелкой токсонотаксономической единицей кимберлитовых субпровинций являются кимберлитовые районы, границы которых определены в основном по геологическим признакам. Для отдельных районов они являются условными и пределы их точности зависят от объемов и степени проведенных геолого-поисковых работ. В кимберлитовых районах выделяются кимберлитовые поля, образованные скоплением кимберлитовых трубок и даек. *Вилуйская кимберлитовая субпровинция* охватывает территорию, южной границей которой являются контуры Мало-Ботуобинского района. На севере граница субпровинции совпадает с северным ограничением Верхнемунского алмазоносного района и условно проводится на широте излучины р.Оленек. Территория Вилуйской субпровинции вытянута с юга на север на 800 км. В составе указанной субпровинции выделены четыре кимберлитовых района: Малоботуобинский, Далдыно-Алаkitский, Верхнемунский и Среднемархинский, в которых обособляется шесть кимберлитовых полей, три из которых (Далдынское, Алаkit-Мархинское и Моркокинское) находятся в Далдыно-Алаkitском районе. *Анабаро-Оленекская кимберлитовая субпровинция* охватывает огромную территорию северной части ЯКП, располагающуюся в бассейне рек Анабар и Оленек. Восточной границей можно условно считать р.Лену, западную-Анабарский шит, на севере она протягивается до Ледовитого океана. В пределах этой субпровинции выделяются пять кимберлитовых районов: Среднеоленьский, Нижнеоленьский, Приленский, Анабарский (или Куонапский) и Котуй-Меймечинский. Каждый из этих районов включает в себя отдельные кимберлитовые поля с многочисленными трубками, дайками и жилами.

У другой группы исследователей сложился несколько отличный эмпирический подход к определению закономерностей пространственной позиции перспективных на алмазоносность магматических пород, позволяющих создавать основу современных методик прогнозирования и поисков. В геологии потенциально алмазоносных магматических пород основу системного подхода заложил академик В.С.Соболев, обосновав положение о кимберлитонности докембрийских платформ. Этим самым был определен наиболее крупный токсон иерархического ряда — магматическая провинция.

Данный вывод имел большое прикладное значение, определившее направление первоочередных алмазопроизводственных работ, которые привели к открытию коренных источников алмазов на Сибирской платформе. Это положение и в настоящее время принимается многими исследователями, что связано в определенной мере с открытием алмазности пород на многих древних платформах Мира. В дальнейшем развитие минералогического подхода в области глубинных магматитов привело к созданию иерархического ряда, достаточно полно описывающего многообразие форм их проявления. Такой ряд включает магматическую субпровинцию, минералогическую зону, поле, куст, трубку или дайку. Понятие субпровинции этой группой исследователей было введено из-за очевидной неравномерности проявлений глубинных магматитов в пределах платформы или магматической провинции. На всех платформах наблюдается скученность групп кимберлитовых полей в одних частях при полной амагматичности других. В пределах субпровинции магматические тела группируются в поля, объединяющие в своих границах десятки (а иногда и сотни) магматических тел. Обычно магматические тела различной фациальной принадлежности локализованы в «собственных» полях – кимберлиты в кимберлитовых, карбонатиты – в карбонатитовых, лампроиты – в лампроитовых и т.д. На отдельных территориях (северо-восточная часть Сибирской платформы, юг Африканской платформы и др.) отмечается явление «полихронного магматизма». Причём на данном уровне изучения таких разновозрастных кимберлитовых формаций значимых различий их по петрохимическим особенностям, а также по соотношению первичных минералов не установлено. На основании анализа всех имеющихся данных можно утверждать, что проблема определения набора индикационных параметров таксона «кимберлитовая субпровинция», необходимых для разработки комплекса прогнозно-поисковых методов еще далека от своего решения. Однако этот вопрос имеет важное практическое значение, прежде всего с целью определения внешнего ограничения территорий с известными кимберлитопоявлениями и выявления новых площадей в пределах платформ, перспективных на обнаружение коренных источников алмазов. Таксоном, соподчиненным «кимберлитовой субпровинции, принято считать «кимберлитоконтролирующую (или минералогическую) зону». Однако, по мнению отдельных исследователей, выделение «минералогической зоны» в качестве самостоятельной таксономической единицы основано, прежде всего, на линейно-дискретном пространственном расположении групп кимберлитовых полей является северо-восточная часть ЯКП. В ее пределах принято выделять две зоны: Оленекскую и Куонапскую. Первая объединяет Чомурдахское, Восточно-Укукитское, Западно-Укукитское, Мерчимденское, Толуопское, Молодинское и Куойское поля в полосе северо-восточного простирания размером 350х80 км. Магматические комплексы в пределах этой зоны представлены кимберлитами двух возрастных генераций – среднепалеозойской (D_3-C_1) и мезозойской (J_3-K_1). Кроме того, находки парагенетических минералов-спутников алмаза в терригенных отложениях позднего кембрия не исключает возможность обнаружения и более ранних протерозойских магматических кимберлитовых комплексов. Северо-восточная часть этой зоны характеризуется полихронным магматизмом с учетом пространственного сонахождения разновозрастных комплексов. Проведенное изучение особенностей вещественного состава разновозрастных магматитов в пределах зоны не позволило выявить какие-либо четкие отличительные характеристики их. Однако многими исследователями отмечается резкая изменчивость структурно-тектонического плана в пределах этой зоны, что связывается ими с гетерогенностью и гетерохронностью тектонической конструкции.

Вторая (Куонапская) зона расположена вдоль флангов Анабарского щита, огибая его восточные границы. В ее пределах (300х30 км) расположены Старореченское, Орто-Баргинское, Ары-Мастахское, Лучаканское и Дьюкенское поля, объединяющие группы

магматитов широкой формационной принадлежности, чем она отличается от Оленекской зоны. В составе магматического комплекса здесь закартированы кимберлиты, карбонатиты, альнеиты и большие группы труднодиагностируемых разновидностей, относимых многими исследователями к щелочным пикритам. Большинство исследователей принимают возраст кимберлитового магматизма Куонапской зоны как мезозойский (T_3-J_1). Однако есть мнения и о более широком возрастном диапазоне внедрения кимберлитовых пород. В качестве токсона, соподчиненного «минерагенической зоне», принято использовать «поле кимберлитов» или конвергентных им пород. Выделение «поля» магматических тел в качестве самостоятельной токсометрической единицы основано на их эмпирически выявленном универсальном свойстве группироваться в ограниченном пространстве в границах минерагенических зон. Генетические особенности выделения кимберлитовых полей связаны со свойствами магматических тел глубинной специализации группироваться в пространственно разобщенные сообщества. Линейные размеры таких участков изменяются от первых десятков до сотни километров при достаточно устойчивой средней плотности расположения магматических тел в плане. Вариации вещественного состава магматитов в границах поля по петрологическим, минералогическим и геохимическим характеристикам обычно не значительны. По длительности формирования это обычно монохронные образования. В структурно-тектоническом плане кимберлитовое поле – это область пересечения как минимум двух систем разрывных нарушений. В геологической литературе вместе с таксоном кимберлитовое поле также используются такие термины, как алмазоносные область и район, которые основываются уже на геолого-экономических принципах.

Закономерности размещения алмазоносных кимберлитовых тел в пределах Сибирской платформы позволяют проводить районирования территории. По результатам исследования типоморфных особенностей алмазов из россыпей нами выделяется четыре алмазоносные субпровинции: Лено-Анабарская (Анабаро-Оленекская и Приленская области), Тунгусская (Байкитская и Южно-Тунгусская области), Центрально-Сибирская и Алданская. Лено- Ана-барская субпровинция совпадает с границей распространения протерозойских и нижне-палеозойских отложений Анабарской антеклизы, обрамленных выходами пермских, триасовых, юрских и меловых отложений. Тунгусская субпровинция размещается в пределах юго-запада Сибирской платформы, где имеются проявления кимберлитового магматизма протерозойского и мезозойского возраста и предполагается наличие высоко-продуктивной среднепалеозойской фазы кимберлитового магматизма в пределах Байкит-ской антеклизы. Центрально-Сибирская субпровинция включает территорию южнее Маакс-кой излучины р.Оленек в районах проявления продуктивного кимберлитового магматизма позднедевонско-раннекарбонового возраста (Далдыно-Акакитский, Среднемархинский, Моркокинский и Малоботуобинский алмазоносные районы). Алданская субпровинция находится в пределах Алданского кристаллического массива, где отмечаются проявления кимберлитоподобных пород мезозойского возраста и предполагается докембрийская стадия кимберлитового магматизма, судя по единичным находкам алмаза в отложениях протерозойского возраста (юдомская свита). Выделение в пределах Сибирской алмазоносной провинции четырех алмазоносных субпровинций позволяет рассматривать экзогенную историю алмазов россыпей в тесной связи с историей геологического развития Сибирской платформы, установить ряд отдельных типов первоисточников в россыпях различного генезиса и возраста и применять данные по типоморфизму алмазов для целей регионального и локального прогноза. Среди алмазов из современных отложений и разновозрастных вторичных коллекторов этой же провинции выделены четыре типа первоисточников и установлена их роль в формировании алмазоносных отложений. В свою очередь, результаты комплексных исследований типоморфных особенностей алмазов из россыпей позволяют выделять алмазоносные

субпровинции, области, районы и поля, для которых можно прогнозировать тип первоисточников, уровень их потенциальной алмазоносности (в том числе и качество сырья). Большой практический интерес представляют результаты исследования типоморфизма алмазов из известных тел Сибирской платформы и проведенное по нему районирование коренной алмазоносности. Как положительный пример можно отметить результаты исследований типоморфных особенностей алмазов из кимберлитовых тел северо-востока Сибирской платформы, на которых в последние годы при проведении ревизионно-опробовательских работ добыты представительные количества алмазов и по результатам их изучения получены принципиально новые данные по алмазоносности, существенно меняющие представления других исследователей о перспективности этого обширного региона. Результаты исследования типоморфных особенностей алмазов из кимберлитовых тел Верхнемунского (трубки Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная и Поисковая), Куранахского (Малокуонапская, Университетская и др.), Укуитского (Русловая, Ленинград, Светлана и Лорик), Куойского (Дьянга), Лучаканского (Отрицательная, Дама, Двойная, Лыхчан), Чомурдакского (Ан-21/73) и других полей свидетельствуют об резком отличии этих алмазов от кристаллов большинства россыпей северо-востока Сибирской платформы с невыясненными коренными источниками. Полученные данные свидетельствуют о принципиальной возможности нахождения кимберлитовых тел (или рудных столбов в трубках сложного геологического строения) с близкой к промышленной алмазоносностью с преобладанием кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов.

На основании проведенного анализа эмпирических сведений относительно выраженности разномасштабных минерагенических токсонов (кимберлитовая субпровинция, минерагеническая зона и кимберлитовое поле) в геолого-геофизических полях отдельные исследователи всё же признают, что большинство специалистов оптимистически оценивают возможность их обнаружения в реальной геологической ситуации по тем или иным признакам. Это постоянно следует помнить, используя в практике работ различные методические рекомендации по применению комплекса геолого-геофизических методов при стадийной технологии прогнозно-поисковых работ. Несмотря на то, что для каждого из кратко охарактеризованных таксонов – объектов поисков имеются некоторые общие, четко выраженные индикаторные параметры, конкретным могут быть присущи уникальные свойства.

СТЕКЛООБРАЗОВАНИЕ В МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

В. Л. Иванова

(Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, ver-ok-i@mail.ru)

Стеклообразные магматические породы и стекловатые участки в породах интересны тем, что они по составу и структуре соответствуют реальным магматическим расплавам. К настоящему времени опубликовано много данных по экспериментальному изучению стеклообразующих систем, применение которых при исследовании магматических стекол позволяет получить интересную информацию о процессах, идущих в природных расплавах. Для решения петрологических задач автором использовались данные о стеклообразующих системах, опубликованные в сборниках [1,2].

Стеклообразователями в нормальных условиях нашей планеты могут быть следующие компоненты: SiO_2 , B_2O_3 , S, GeO , P_2O_5 , As_2O_5 , Se, Te. Остальные петрогенные элементы считаются модификаторами. Для магматических пород основное значение имеют

силикатные системы, остальные стеклообразователи из-за малой их концентрации играют роль только в особых случаях. Например, первое расслоение магматических расплавов идет на системы с разными стеклообразователями. На особую роль кремнекислоты в магматических процессах указывал в свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг: «Но в магме...разные основания поделили между собой кремнекислоту и соединились между собой сообразно их относительным сродствам, их относительной жадности к кремнекислоте в соединения...» [3].

Возможность закаливания силикатного расплава в стекло зависит от количества SiO_2 в его составе. Не все минералы попадают в область стеклования. Судя по экспериментальным данным, никогда не закаливаются оливин, энстатит, нефелин, на границе области стеклования находится жадеит. В области высоких содержаний SiO_2 , более 70%, тоже не все однозначно: кварцевое стекло получается только при закалке расплава, доведенного до температуры 1750° , при более низкой температуре идет кристаллизация «избыточного» кварца.

Магматические стекла – это результат закаливания двух групп расплавов: первичных, рожденных в процессе дифференциации магматических систем, и вторичных, возникающих при плавлении ксенолитов и гибридизации. Для первичных расплавов интересно установить: только ли кинетика играет роль в образовании стекловатых вулканических пород, или важен и их состав. Многокомпонентные природные расплавы невозможно отобразить на диаграммах трехкомпонентных экспериментальных систем, поэтому для выяснения возможности их закаливания предлагается следующий метод: составы эффузивных пород рассчитать на частные стеклообразующие системы, включающие 2 модификатора и необходимый минимум SiO_2 . Полученный в результате остаток кремнекислоты покажет, достаточно ли ее для стеклования.

Были пересчитаны анализы 50 проб базальтов (щелочных, толеитовых), 15 проб вулканических стекол (витрофиров, основной массы базальтов, включений в минералах) а также лерцолита и меймечита. Результаты: а) ультраосновные расплавы не закаливаются; б) толеитовые и большинство щелочных базальтов могут застекловаться даже при наличии в них ксенокристов оливина и ортопироксена. Часть щелочных оливиновых базальтов, сильно обогащенных вкрапленниками, попадают на границу области стеклования или остаются за ней. Особенно это присуще вулканам с эксплозивной деятельностью, когда жидкая, относительно кислая магма удаляется, образуя тефру.

С целью изучения вторичных расплавов были проведены эксперименты по прогреву кристаллов оливина и анортита в расплаве щелочного и толеитового базальта [4]. Базальт расплавился, и при закалке образовалось стекло, но ксенокристы оливина и анортита только выполнили роль затравки для эпитаксиального роста микрокристаллов около некоторых их граней. Были расплавлены и натуральные образцы базальтов содержащих мегакристы санидина, ксенокристы оливина и шпинели. Здесь ставилась задача расплавить базальт и вкрапленники, затем проследить происходит ли смешение расплавов. В 15 полученных корольках были проанализированы стекла (микрозонд). Результаты плавления не были однозначными для всех образцов, но оливин и шпинель везде остались, санидин(и анортоклаз) расплавился в бесцветное стекло, отличное по составу от базальтового. В разных пробах замечены различные морфологические формы взаимного проникновения стекол, но о смесимости судить нельзя из-за кратковременности эксперимента. Интересно, что около ксенокристов оливина и шпинели в стекле наблюдается изменение состава, и как раз эти составы приближаются к границе области стеклования.

Использование экспериментальных данных о стеклообразующих системах для природных расплавов, конечно, условно, и расчеты составов часто неоднозначны, но эта

информация дает возможность избежать некоторых ошибок в интерпретации генезиса магматических пород.

Литература

1. Мазурин О. В., Стрельцина М. В., Швайко-Швайковская Т. П. Свойства стекол и стеклообразующих расплавов. Т. 3, ч. 1. Л.: Наука, 1977. 586 с. 2. Мазурин О. В., Стрельцина М. В., Швайко-Швайковская Т. П. Свойства стекол и стеклообразующих расплавов. Т. 4, ч. 2. Л.: Наука, 1981. 375 с. 3. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Л.-М.: Госгеолтехиздат, 1940. 395 с. 4. Иванова В. Л. // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану / отв. ред. Г. Б. Левашов. Владивосток, 1978, с. 78-80.

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОРОГЕННЫХ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМАХ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В. И. Иващенко

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru)

Ведущим генетическим типом золоторудных месторождений на докембрийских щитах, в том числе и Фенноскандинавском, является орогенный мезотермальный [1-4], контролируемый зонами сдвиговых дислокаций. В обновленном виде его унифицированное определение с приведением главных характеристических параметров сделано Д. Гровсом и др. (табл.). Применительно к Фенноскандинавскому щиту эти параметры имеют некоторые отличия от предложенных [1] и дополняются следующими: временной пик формирования – PR₂; тектоническая обстановка – аккреционные и коллизионные орогены, пулл-апараты в региональных сдвиговых зонах; сопряженность рудной минерализации с деформациями и метаморфизмом – в посткульминационную стадию после пика метаморфизма; ассоциация с интрузиями – с субвулканическими и гипабиссальными среднего и кислого состава, как индикаторами неглубокого эрозионного среза золоторудных систем; предполагаемые источники рудного вещества – базовые золотосодержащие формации.

Определяющим в формировании орогенных мезотермальных месторождений золота, кроме основополагающих факторов, необходимых для образования рудных концентраций данного типа [5, 1 и др.], является также наличие базовых золотосодержащих формаций, повышенные содержания золота в которых могут и не достигать промышленных значений, но его форма нахождения предопределяет возможность последующего масштабного концентрирования в метасоматитах shear-зон. В ходе эволюции орогенической золоторудной системы происходят ремобилизация, перераспределение и концентрирование золота базовой формации. Главными базовыми золотосодержащими формациями Фенноскандинавского щита являются колчеданная, черносланцевая, джеспилитовая и порфировая [4].

На Фенноскандинавском щите образование орогенных мезотермальных месторождений золота сопряжено с разновозрастными (AR₂, PR₂) коллизионными процессами, играющими при этом двойственную рудогенерирующую роль. С одной стороны, они приводят к трансформации более ранних базовых золотосодержащих рудных формаций, обуславливая разные металлогенические последствия для золота, а с другой – к новообразованию золотого оруденения в зонах сдвиговых дислокаций. Усложняющим моментом в обоих этих случаях является унаследованный характер формирования и эволюции долгоживущих сдвиговых зон север-северо-восточного и северо-западного простираний в архейских зеленокаменных поясах с позднего архея до новейшего времени, что для Фенноскандинавского щита считается доказанным и общепризнанным. В связи с этим возникает проблема в выяснении рудогенерирующей роли архейских и

протерозойских эндогенных процессов на рудных объектах в пределах архейских зеленокаменных поясов и соответственно в определении соотношений архейских и протерозойских золоторудоконтролирующих структурно-вещественных комплексов. Становятся также проблематичными изотопное датирование этих объектов и прогнозная оценка золотоносности архейских зеленокаменных поясов щита в целом.

В пределах Карельского кратона K-Ar и Rb-Sr датирование метавулканитов, интрузивных пород и метасоматитов, в т. ч. и на некоторых золоторудных объектах [6, 7 и др.], повсеместно дает свекофенские (и моложе) значения возрастов – 1,8–1,7 млрд лет, фиксируя время достижения температуры закрытия соответствующих изотопных систем минералов пород, подвергшихся свекофенскому (и более молодому?) тектоно-термальному воздействию, или время образования(?) новых минеральных ассоциаций. Для ряда золоторудных объектов (Таловейс, Педролампи и др.) это и отмечается. Вычисленный для них возраст ~1720–1750 млн лет [7] не коррелируется ни с каким реальным геологическим событием на Фенноскандинавском щите, а для рудопроявления Хатуноя в Ялонварской структуре представляется парадоксальным, т. к. по сути для одних и тех же штуфных проб другим методом (Re/Os по молибдениту, ун-т шт. Колорадо, США) возраст определен как архейский – 2772 ± 11 – 2773 ± 11 млн лет [3].

Фактические данные, свидетельствующие о сопряженности свекофенских метасоматических преобразований на архейских золоторудных месторождениях и проявлениях Фенноскандинавского щита с продуктивной минерализацией золота, отсутствуют, тем более что в определении последовательности проявления рудоконтролирующих сдвиговых дислокаций на этих рудных объектах доминируют сугубо субъективные факторы и выводы, сделанные разными авторами [8-11], а в некоторых случаях и одними и теми же [7, 12] крайне противоречивы.

Региональные зоны сдвиговых дислокаций, контролирующие размещение месторождений золота орогенного мезотермального типа, представляют собой области интенсивной складчатости и расщепления пород, в пределах которых на уровне формирования золоторудной минерализации проявление интрузивного магматизма является не обязательным. Однако слабо эродированные перспективные рудные объекты этого типа, как правило, пространственно ассоциируют с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями среднего и кислого состава (Пампало, Суурикуусикко, Хатуноя, Пякюля и др.), производными верхнекорового уровня магмообразования в сдвиговых зонах. В вертикальном строении этих зон отмечается несколько уровней магмогенерации и интрузивного магматизма, начиная с мантийно-корового [1], но прямой генетической связи золоторудной минерализации с определенными интрузиями не устанавливается.

Золотонесущие структурно-вещественные комплексы формируются в режиме регионального сжатия, приурочиваясь к трансективным дуплексам – своеобразным структурным ловушкам с условиями локального растяжения, благоприятными для локализации жильно-штокверковой золоторудной минерализации. Интрузивные тела при этом в силу контрастности своих петрофизических свойств, в сравнении с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами, способствовали разгрузке возникающих тектонических напряжений (местами аккумулируя и фокусируя их) и зарождению золотоносных дуплексов.

Таблица

Главные особенности месторождений золота орогенного мезотермального типа [1]

Характеристические параметры	
Временной диапазон формирования	AR ₂ –KZ: пик – AR ₂ , PR ₂ , MZ
Тектоническая обстановка	Аллохтонные складчатые террейны континентальных окраин
Стадия структурообразования	Кульминационная в режиме компрессии и транстенсии
Вмещающие породы	Основные вулканиты, интрузивные породы, граувакко-сланцевые толщи
Метаморфизм вмещающих пород	Зеленосланцевый; в меньшей степени субзеленосланцевый – до низов гранулитового
Ассоциация с интрузиями	Дайки (кислые - лампрофировые), окраинно-континентальные гранитоидные батолиты
Морфология рудных тел	Крупные жилы, серии жил и прожилков, седловидные залежи
Сопряженность рудной минерализации с деформациями и метаморфизмом	Позднетектоническое; от пост-(зеленосланцевого) до син-(амфиболитового) пика метаморфизма
Структурный стиль деформаций	В основном в хрупко-вязкий
Признаки наложения рудной минерализации	Сильно проявлены на крупных месторождениях; полистадийность жил
Рудные ассоциации	Au-Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Te ± W
Зональность	Неотчетливая - латеральная и вертикальная
Околорудные изменения	Разные в зависимости от степени метаморфизма; обычно слюда-карбонат-Fe сульфиды
P-T условия	0,5-4,5 кбар, 220-600°C; оптимальные – 1,5 ± 0,5 кбар, 350° ± 50°C
Рудные флюиды	Низкой солёности - H ₂ O-CO ₂ ± CH ₄ ± N ₂
Предполагаемые источники энергии	Разнообразные: апвеллинг астеносферы - гипабиссальные гранитоиды
Предполагаемые источники металлов	Субдуцируемая/аккреотируемая кора и/или супракрустальные породы и/или глубинные гранитоиды

Таким образом, главными проблемами взаимосвязи эндогенных процессов при формировании орогенных мезотермальных золоторудных объектов Фенноскандинавского щита являются их полигенно-полихронное происхождение с участием базовых золотосодержащих формаций и вероятная амагматичность. Нерешенность этих проблем делает крайне неопределенной прогнозную оценку золотоносности Фенноскандинавского щита по эпохам (AR₂, PR₂) и доменам (AR, PR), демонстрируя по состоянию изученности низкую металлогеническую перспективность его архейских зеленокаменных поясов.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН №27 «Фундаментальный базис инновационных технологий прогноза, оценки добычи и глубокой комплексной переработки стратегического минерального сырья, необходимого для модернизации экономики России»

Литература

1. Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F. and Hart C. J. R. // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 1–29. 2. Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo: 1999. 224 p. 3. Иващенко В. И. Золото // Тр. КарНЦ РАН. В. 9. Петрозаводск: 2006. С. 84–111. 4. Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 368 с. 5. Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. 224 с. 6. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. N 17. Espoo: 1993. 386 p. 7. Ларионова Ю. О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М.: 2008. 20 с. 8. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн. 1. под ред. В. П. Михайлова и В. Н. Аминова. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с. 9. Алексеев В. Ю., Волков А. В., Прокофьев В. Ю. // Материалы Всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 12–15. 10. Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. В. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 140–158. 11. Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Ручьев А. М., Носова А. А. // Материалы Всерос. конф. Минерагения докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 235–239. 12. Сизова Е. В., Ларионова Ю. О. // Материалы конф. Геология, полезные ископаемые и геоэкология СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 54–57.

МИГМАТИТЫ: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Л. Я. Кабанова

(Институт минералогии УрО РАН, Миасс, kabl@mineralogy.ru)

Термин «мигматит» впервые был предложен Седерхольмом для обозначения породы, состоящей из двух генетически различных элементов. Один из них может быть представлен рассланцованной породой, а другой материалом привнесенным извне. Возникают породы, состоящие из вмещающей матрицы, в которую внедряется материал гранитоидного состава или которая может быть изменена под воздействием этого внедрившегося материала. Последний обычно образует четко выраженные прослои, линзы, жилы или менее правильные массы. Нормальные мигматиты имеют вид смешанных пород [1]. Более древние части этих смешанных пород имеют темную окраску, обусловленную обильным содержанием мафических минералов. От темных частей ясно отличаются более поздние образования, обычно лейкократового облика, отвечающие по составу гранитам, аплитам, пегматитам, реже гранодиоритам. Мигматиты встречаются в областях проявления высоких ступеней метаморфизма.

Такие породы смешанного состава детально описаны нами в двух регионах Урала: на Приполярном Урале в пределах Западного месторождения, расположенного в южной части Харасюрского габбрового массива, и на Среднем Урале в пределах Кыштымского месторождения кварца, находящемся в Уфалейском блоке.

В соответствии с существующей классификацией мигматитов [2] нами в пределах Западного рудопоявления выделены следующие типы мигматитов: послойные, линзовые, плейчатые, сетчато-ветвистые, теневые мигматиты и агматиты.

Наиболее распространены *послойные мигматиты*, которые характеризуются отчетливо проявленной параллельно-полосчатой текстурой и слоистостью или сланцеватостью вмещающего субстрата. Макроскопически породы зеленовато-серого, серого цвета с послойной, либо послойно линзовой текстурой, иногда с отдельными очками или порфиробластами полевого шпата.

Светлые полосы мощностью от долей мм до 1.5-2.0 см представлены лейкократовыми плагиогранитами, обладают гипидиоморфнозернистой, аплитовидной или неравномернозернистой порфирированной структурой. Они сложены плагиоклазом (60%-80% объема), ортоклазом (20-40%) и кварцем (5-10%). Размеры зерен не превышают 0.5-1.0 мм. Встречаются отдельные быстро выклинивающиеся линзы длиной от 2.0-3.0 мм до 2.0-5.0 см. В линзах обычны неравномернозернистые структуры и плагиоклаз резко преобладает, достигая 80-100% объема линзы. Суммарная доля калиевого полевого шпата и кварца составляет 15-20%, отмечается переменный характер их взаимоотношений.

Вмещающий амфиболит характеризуется порфиробластовой структурой и нематогранобластовой основной тканью, линейно-сланцеватой текстурой. Порфиробласты представлены редкими удлиненно-призматическими выделениями обыкновенной роговой обманки.

В некоторых участках амфиболитовой составляющей наблюдаются отдельные порфиробласты плагиоклаза, формируя *порфиробластический мигматит*.

Встречаются в одном образце наряду с послойным мигматитом участки *плойчатого мигматита*, нередко с птитимитовыми микроскладками.

Порфиробластические, послойные и *линзово-очковые* и *теневые* мигматиты образуются не только по амфиболитам, но и по ороговикованным диоритам, габбро и бластомилонитам. Характерно, что мигматиты с бластомилонитовым субстратом обычно содержат большое количество рудных жил разной мощности. По габбровому бластомилониту образуется порфиробластический мигматит с порфиробластами калиевого полевого шпата (ортоклаза и микроклина) и плагиоклаза (альбит-олигоклаз в ассоциации с кварцем и микроклином). По диоритовому и амфиболитовому бластомилониту наряду с мигматитами развиваются рудные метасоматиты. Рудные минералы заполняют промежутки между зернами плагиоклаза, пироксена, амфибола, корродируя и замещая их частично или полностью. Рудные метасоматиты слагают жилы зонального сложения: центральные части – рудные минералы (халькопирит, сфалерит, пирит, пирротин, гематит, ильменит [3]), промежуточные зоны – эпидот или эпидот + цоизит, краевые зоны – эпидот + цоизит + хлорит.

Теневые мигматиты встречаются достаточно часто. Изученные нами теневые мигматиты относятся по текстурным признакам к пятнистым и являются порфиробластическими. Светлые пятна находятся в сильно измененной амфиболитовой матрице, в которой амфибол частично или полностью хлоритизирован и (или) эпидотизирован. Пятна разной формы и размера состоят из кварца и полевого шпата, либо из одного плагиоклаза или ортоклаза.

Реже встречаются *сетчато-ветвистые мигматиты* и *агматиты* - мигматиты с брекчиевой текстурой. Сетчато-ветвистый мигматит характеризуется наличием разветвленной сети жилок аплитового состава, находящихся в амфиболите. Агматит отличается отчетливо выраженной брекчиевой текстурой, представленной обломками амфиболита остроугольной или округлой формы, сцементированные плагиогранитным материалом.

Исходя из изложенного, формирование мигматитов в породах Западного проявления возможно в результате инъекции лейкократового материала в виде расплава, образовавшегося при анатексисе вулканогенно-осадочного материала ордовик-силурийской базальт-риолитовой формации.

Мигматиты из Кыштымского месторождения представлены *послойными, послойно-линзовыми, линзово-очковыми, очковыми, порфиробластическими и теневыми* типами. Часто встречаются *птитимиты*. В отличие от пород Приполярного Урала мигматиты Кыштымского месторождения образуются не только по амфиболитам, но и по гнейсам и

гранито-гнейсам. Амфиболиты характеризуются нематогранобластовой структурой, в большинстве случаев сланцеватой текстурой. Количественно-минералогический состав практически такой же, как в амфиболитах из мигматитов Приполярного Урала, но отличается увеличением содержания акцессорных минералов – апатита, сфена, циркона, титаномагнетита, количество которых местами достигает 5% и присутствием ортита. Светлые слои и линзы сложены плагиогранитом, состоящим из плагиоклаза – 40-48%, ортоклаза – 20-25%, кварца – 20-30%, биотита+амфибола – 0-5%. Подобные содержания характерны для полос и удлинённых линз, в мелких округло-овальных линзах и очках содержания минералов обычно варьируют.

Мигматиты по серым биотитовым, амфибол-биотитовым, гранат-биотитовым гнейсам характеризуются полосчатыми, линейно-полосчатыми текстурами и немато-, - и лепидогранобластовыми структурами. Отчетливо проявлена сланцеватость, подчеркнутая ориентированным расположением пластинок и чешуек слюды. Состав: биотит – 35-40%, плагиоклаз – 15-25%, кварц – 25-35%, акцессорные – 1-2%. В амфибол-биотитовых разностях амфибол достигает 5-7%, а в гранат-биотитовых гранат – 3-5%. Гранитная составляющая в мигматите представлена мелкозернистым, гипидиоморфнозернистым лейкократовым гранитом, состоящим из плагиоклаза (альбит-олигоклаза, олигоклаза) – 40-45%, ортоклаза – 25-30%, кварца – 25-30%. Гранито-гнейсы по внешнему виду отличаются с трудом от внедрившихся гранитов. Местами в разновидностях с повышенным содержанием биотита отчетливо проявлена гнейсовидная текстура. В целом гранито-гнейсы светлые породы, мелко-, -среднезернистые с лепидогранобластовой и гранобластовой структурой, состоящие из кварца – 40-45%, плагиоклаза 25-30%, ортоклаза – 15-20%, биотита+мусковита – 5-10%, акцессорных минералов – 1-2%. Обычно содержание акцессорных минералов возрастает на границе с гранитной частью. Состав гранитной части отличается резким преобладанием микроклина среди полевых шпатов и альбитовым составом плагиоклаза. Структура обычно неравномернозернистая, порфировидная, бывает аплитовой или пегматоидной. Состав: микроклин – 40-60%, плагиоклаз (альбит) – 20-25%, кварц – 15-20%.

Амфиболиты, серые гнейсы и гранито-гнейсы часто содержат жилы кварца в разной степени деформированные, разной мощности и структуры. Среди кварцевых жил встречаются жилы гранулированного кварца, в которые внедряется гранитный материал альбит-микроклинового состава умеренно-щелочного петрохимического ряда. Эти граниты являются наиболее поздними, отмечаются случаи внедрения их в лейкократовые граниты нормального щелочного ряда.

Птигматиты встречаются преимущественно среди амфиболитов, образуя секущие жилки правильной складчатой формы. Большинство птигматитовых складок располагаются в одной плоскости с направлением сланцеватости вмещающей породы и отличаются обычными осевыми направлениями. Складки имеют характер нормальных складок скалывания и местами ограничены зонами, в пределах которых видны сдвиговые нарушения. Встречаются меандровидные складки, которые можно считать результатом простого течения [4]. В целом птигматиты сложены мелко-, -среднезернистым неравномернозернистым, порфировидным лейкократовым плагиогранитом, иногда аплитовым, а в раздувах даже пегматитом. Состав: плагиоклаз – 45-48%, кварц – 25-30%, ортоклаз – 20-25%, биотит+мусковит – 0-1.5-2.0%.

Образование мигматитов в Уфалейском блоке на Среднем Урале, большая часть которых приурочена к биотитовым, биотит-мусковитовым, гранат-биотитовым гнейсам и гранито-гнейсам, состав лейкократовой гранитной составляющей позволяющей предполагать возможность их формирования за счет анатексиса гнейсов. Эта гипотеза подтверждена экспериментальными работами Г.фон Платена и основана на физико-химических данных.

Литература

1. Платен Г.// Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 211-226. 2. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л.: ЛГУ, 1959. 415 с. 3. Сафина Н. П., Масленников В. В., Масленникова С. П., Глушков А. Н.// Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – ЮГРЫ. Т.2 (Тринадцатая научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск, 2010. С. 492-500. 4. Кинг Б. К. Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис. Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 227-242.

**МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
ТИКШЕОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА**

А.А.Калинин¹, Б.Ю.Астафьев², О.А.Воинова³

(¹Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru; ² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; ³ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург)

Тикшеозерский зеленокаменный пояс является составной частью самого западного Ковдозерского тектонического покрова Беломорской структуры [1, 2]. В состав данного покрова кроме супракрустальных толщ зеленокаменного пояса входят гранито-гнейсы тоналит-трондьемитовой ассоциации. Тикшеозерский зеленокаменный пояс состоит из отдельных тектонически совмещенных зеленокаменных структур – Каликорвинской, Кичанской, Мошинской, Ириногорской и Челозерской, разделенных тектоническими зонами и выходами гранито-гнейсов [3]. Наши исследования были проведены в пределах Кичанской структуры.

В разрезе Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса выделено две толщи вулканогенно-осадочных пород [1, 4] - толща амфиболитов и гнейсовая толща. Первая представлена чередованием гранатовых и полевошпатовых амфиболитов, меланократовых биотит-амфиболовых, гранат-амфиболовых гнейсов с лейкократовыми биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами. Мощность толщи составляет от 800 до 2000 м. По первичной природе гранатовые амфиболиты представляют собой толеитовые метабазалты [4], а полевошпатовые амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы по составу соответствуют субщелочным базальтам. Среди пород толщи амфиболитов А. И. Слабуновым [3] отмечены тела метаультрабазитов: мелкие линзовидные тела сланцеватых метаультрабазитов мощностью до 3 м по химическому составу интерпретированы как метакоматииты, а более крупные (до 100х300м) – как их интрузивные комагматы. Гнейсовая толща представлена чередованием лейкократовых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с меланократовыми биотит-амфиболовыми и гранат-амфиболовыми гнейсами и сланцами. По химическому составу эти породы отвечают дацитам и андезитам, но хорошо сохранившиеся реликтовые текстуры осадочных пород (косослоистые серии с несогласными контактами с перекрывающими и подстилающими породами) свидетельствуют, что их следует отнести к метаморфизованным туфам и туффитам [4]. Мощность толщи достигает 1500 м.

Супракрустальные толщи Тикшеозерского зеленокаменного пояса формировались в позднем архее и имеют возраст 2.78 -2.53 млрд. лет [3]. В Кичанской структуре они и вмещающие их гранито-гнейсы тоналит-трондьемитовой ассоциации прорываются плагиомикроклиновыми гранитами с изотопным возрастом 2674±4 млн. лет [5]. Более поздними являются интрузии габброноритов-друзитов. Сходные интрузии в районе Ковдозера имеют возраст 2.44 -2.45 млрд. лет [2]. На участке г. Лисьей установлены также многочисленные мелкие тела крупнозернистых турмалиновых плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов.

История метаморфизма пород включает два этапа: позднеархейский в интервале 2.72-2.78 млрд. лет ($T = 665-700^{\circ}\text{C}$, $P = 7-11$ кбар) [6] и раннепротерозойский (свекофеннский) с возрастом около 1.88-1.92 млрд. лет, протекавший при $T = 575-630^{\circ}\text{C}$ и $P = 5-6.5$ кбар. Метаморфизм обоих этапов относится к амфиболитовой фации высоких давлений. Не исключено, что давление на раннем этапе метаморфизма было даже больше указанных выше значений, поскольку в гнейсах отмечена ассоциация кианита и микроклина, свидетельствующая о давлении не менее 10-11 кбар.

В центральной части Кичанской структуры супракрустальные породы слагают крупную синформную складку с размахом крыльев свыше 5 км с субвертикальной осевой поверхностью северо-западного простирания и шарниром, погружающимся к северо-западу. Крылья складки частично срезаны разломами северо-западного простирания, фиксирующимися на поверхности зонами интенсивного расланцевания. Породы в пределах складки разбиты сериями надвигов на ряд пластин, границы между которыми обычно хорошо выделяются зонами повышенного расланцевания амфиболитов и гнейсов мощностью до 50 м. В пределах этих зон широко проявлены метасоматические преобразования плагиоамфиболитов, и формируется сульфидная минерализация с золотом.

Характер метасоматического преобразования пород изменяется по простиранию толщи плагиоамфиболитов. В плагиоамфиболитах призмковой части складки исчезает гранат и появляются новообразованные минералы кальция - скаполит, диопсид, эпидот, титанит, замещающие роговую обманку, а также олигноклаз-андезин. На поздней стадии развивается кварц. В плагиоамфиболитах северо-восточного крыла складки альмандин замещается гранатом ряда андрадит-гроссуляр, развиваются эпидот и кальцит, реже - скаполит, на заключительной стадии - кварц. В плагиоамфиболитах юго-западного крыла формируются железо-магниевого биотит-гранатовые и амфибол-гранатовые метасоматиты вплоть до гранатитов, сопряженные с зонами кислотного выщелачивания кианит-кварцевого и амфибол-кварцевого состава.

Можно предположить, что широкое развитие скаполита именно в призмковой части складки связано с появлением полостей отслоения при пластических деформациях толщ, что создало возможность интенсивной миграции летучих компонентов. При этом на крыльях складки, где возможность миграции летучих компонентов была значительно ниже, формировались ассоциации минералов без скаполита: в юго-западном крыле складки - гранатиты, кианит-кварцевые породы, а в северо-восточном - скарноиды и амфибол-кварцевые метасоматиты.

Сульфидная минерализация характерна для всех упомянутых метасоматических образований. Содержание рудных минералов в породах составляет 0.5-3%, местами повышаясь до 10-15%. Преобладающими рудными минералами являются пирротин, пирит или арсенопирит, марказит. Основной второстепенный минерал - халькопирит. Кроме того, отмечены сфалерит, молибденит, галенит, борнит, ковеллин, пентландит, кобальтин, сплав меди и цинка (латунь), теллуриды и сульфотеллуриды висмута и серебра, т. е. минеральный состав оруденения включает ряд минералов-индикаторов (самородные металлы, теллуриды висмута и серебра) золоторудных объектов.

В скаполит-кварцевых с диопсидом метасоматитах, несущих пирит-пирротиную минерализацию установлено до 3.5 г/т золота. Повышение содержания золота сопровождается высоким содержанием в породе серебра (18 г/т), свинца и цинка, при этом в золотоносных породах появляется галенит, резко возрастает содержание сфалерита. Видимое золото было выявлено в одном случае среди силикатной матрицы слабооруденелых окварцованных и скаполитизированных плагиоамфиболитов. Развитие скаполита является региональной особенностью всего Лапландско-Карельского подвижного пояса и Беломорской структуры. Скаполитсодержащие метасоматиты, сопровождающие

минерализацию золота, описаны в крайней западной части Лапландско-Карельского подвижного пояса, но восточнее (в Центральной Лапландии, в поясе Куусамо) скаполитовые метасоматиты в золоторудных проявлениях сменяются карбонатными [7]. Минерализация золота в скаполитовых метасоматитах российской части Фенноскандинавского щита установлена впервые.

Метасоматиты амфибол-кварцевого состава в северо-восточном крыле Кичанской структуры содержат пирротин-арсенопиритовую минерализацию с самородным золотом до 30 г/т. Минеральный состав оруденения в этих породах - арсенопирит, пирротин, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, самородное золото. Текстура вкрапленная, гнездово-вкрапленная, а на участках интенсивного развития поздних марказита и пирита - прожилково-вкрапленная. Содержание сульфидной минерализации 3-10%. Золото высокопробное (пробность 890 - 913), отмечается в зонах, наиболее обогащенных пирротинном и арсенопиритом, но исключительно среди силикатных минералов. Видимое золото отмечено в виде микровключений (первые микроны) в плагиоклазе и по трещинам спайности в роговой обманке, более крупные выделения (до 0.5 мм) - по границам зерен роговой обманки, титанита. Золотины, выделенные из протоочных проб, имеет неправильную комковатую либо уплощенную форму, кристаллографические формы не установлены.

Минерализация отнесена нами к золото-сульфидному стратиформному типу в базальтах и коматититах зеленокаменных поясов. В глубоко метаморфизованных (верхняя часть амфиболитовой фации, $T=600-670^{\circ}\text{C}$, P не менее 5-7 кбар) зеленокаменных поясах региона рудопроявление золота обнаружено впервые.

Литература

1. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб, изд-во ВСЕГЕИ, 1996, 416 с.
2. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб, Наука, 2005, 711 с.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, 2008, с.
4. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Богомолов Е.М., Гусева В.Ф. // Геохимия, 2003, №12, с. 1262 – 1274.
5. Другова Г.М., Левченко О.А., Савельева Т.Е. Гранитоиды раннего докембрия в Северо-Западном Беломорье. Записки ВМО, ч. 124, 1995, №1, с.35 – 51.
6. Беляев О.А., Пожиленко В.И. Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Енисейский сегмент). В кн.: Беломорский мобильный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Тез. докл. Петрозаводск, 1997, с. 17.
7. Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield. Field trip guidebook. Geological Survey of Finland, Guide 54, 2007, 98 p.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЩИТА

Е.Н. Каменев¹, В.С. Семенов², В.А. Маслов¹, Н.Л. Алексеев³

(¹ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Kameney@gmail.com;

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; ³ФГУП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция»)

Антарктический щит являет собой уникальный случай становления и эволюции глубинных кристаллических комплексов земной коры [1-5] от самого раннего архея (эндербиты с возрастом более 4000 млн. лет) до ордовика (гранитоидные плутоны и гранитные пегматиты с возрастом около 500 млн. лет). Платформенные чехлы в его пределах практически полностью отсутствуют, за исключением небольшого обрыва пермо-триасовых угленосных осадков, сохранившихся в грабене, большая часть которого ныне занята горным ледником и водами оз. Бивер (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная карта Антарктиды с врезкой карты метаморфических фаций (а).

Условные обозначения: 1 – ледники Пенка и Ютульстреумен, 2 – оазис Ширхамера, 3 – массив Вольтат, 4 – горы Сер-Роннане, 5 – горы Бельжика, 6 – горы Ямато, 7 – залив Лютцов Хольм, 8 – горы Най, Файф; 9 – горы Раггатт; 10 – Земля Кемпа; 11 – озеро Бивер, 12 – массив Фишер, Уиллинг, Шо; 13 – уступ Моусона; 14 – г. Соловьева; 15 – горы Гров; 16 – Оазис Вестфолль, острова Рёуэр; 17 – Оазис Бангера; 18 – острова Уиндмилл. Пунктирной линией показаны границы главных структурно-тектонических областей. I – Вегенер-Моусонский подвижный пояс; II – Архейский Нейпирский комплекс; III – Раннедокембрийский Рукерский комплекс.

(а) – Схематическая метаморфическая карта Земли Эндерби.

Условные обозначения: 1 – Зеленосланцевая фациальная группа; 2 – (а) эпидот-амфиболитовая фация, (б) фациальные серии умеренного и высокого давлений, (в) фациальная серия низких давлений; 3 – Низкотемпературные субфации гранулитовой фации; 4 – Высокотемпературные субфации гранулитовой фации: (а) фацальная серия пониженного давления, (б1) фацальная серия умеренного давления с наложенной амфиболитовой фацией метаморфизма умеренного и высокого давления, (б2) фацальная серия умеренного давления с наложенной низкотемпературной субфацией гранулитовой фацальной группы, (в) фацальная серия повышенного давления; 5 – Метаморфизованные плутоны основного состава (а) в условиях фации зеленых сланцев, (б) в условиях гранулитовой фации метаморфизма; 6 – Метаморфизованные гранитоиды: (а) в условиях зеленосланцевой фации, (б) амфиболитовой фации, (в) гранулитовой фации (в1 – граниты, в2 – тоналиты); 7 – Ультраосновная порода; 8 – Щелочная порода; 9 – посткинематические гранитоиды; 10 – Разломы; 11 – Материковый лед; 12 – Лед над континентальным склоном.

Главной геотектонической структурой счита является позднедокембрийско-раннепалеозойский Вегенер-Моусонский подвижный пояс коллизионного типа. Наиболее значимыми геохронологическими рубежами в становлении пояса являются мезопротерозойский (~ 1000 млн. лет) и неопротерозойский (~ 550 млн. лет). С первым из них ассоциируется метаморфизм умеренной гранулитовой фации (иногда очень высоких давлений), а со вторым – метаморфизм высокой амфиболитовой фации и внедрение больших масс орогенных гранитоидов. В пределах пояса наиболее распространены биотит-амфибол-пироксеновые, (кордиерит)-гранат-силлиманит-биотитовые, биотит-гранат-пироксеновые и чарнокитовые гнейсы и мигматиты, содержащие пласты и пачки (гранат)-пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов, метабазитов, метасупрафазитов и гранатовых гранулитов. В супракрустальных толщах обычно встречаются также мраморы и кальцифиры. С окончанием второго этапа, уже в кембрии, связано и массовое образование гранитных пегматитов и жильных лейкогранитов. Иногда в развитии пояса отмечаются и более ранние геохронологические метки (около 2100-1900 и 1700-1500), но их значение не ясно. Широко и интенсивно проявлены процессы мигматизации.

Северные раннедокембрийские протократонные блоки (главным образом Нейпирский) или их реликты, частично переработанные более поздними протерозойскими и раннепалеозойскими процессами, образованы горными породами, метаморфизованными в условиях очень высоких температур ($>1000^{\circ}\text{C}$) и давлений (8-9 кбар) гранулитовой фации (рис. 1 а). Самыми распространенными породами этих комплексов являются эндербитовые и мезопертитовые чарнокитовые гнейсы. Характерно присутствие железистых кварцитов.

Южный раннедокембрийский Рукерский протократонный блок (или блоки) характеризуется распространением супракрустальных толщ, ультрамафических пород и тектонического меланжа, обилием даек базитов, в том числе и неметаморфизованных. Метаморфизм супракрустальных образований отвечал кианит-ставролитовой ступени амфиболитовой фации. Местами в гранито-гнейсах сохранились реликты гиперстена, характерного минерала гранулитов, а в супракрустальных толщах – реликты андалузит-ставролитовой ассоциации, характерной для гранит-зеленокаменных областей. На уступе Моусона сохранились остатки коматитов, которые также типичны для этих областей. В западной части Рукерского блока находятся деформированные толщи осадочных пород с джеспилитами и прорывающими их палеотипными долеритами и базальтами. Эти слабо

метаморфизованные толщи, содержащие местами богатым бором турмалин, по-видимому, представляют собой наполнение озерно-лагуно-морских бассейнов, возникших в конце мезопротерозоя на раннедокембрийском фундаменте. Деформация этих толщ, вероятно связана с орогенными событиями в Вегенер-Моусонском поясе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00940

Литература

1. Каменев Е.Н., Семенов В.С.. Тектонические провинции Восточной Антарктиды. Ред. В.Л. Иванов и В.Д. Каминский. 60 лет в Арктике, Антарктике и в Мировом океане. СПб. Изд. ВНИИОкеангеология. 2008. С. 241-252.
2. Каменев Е.Н., Равич М.Г. (ред). Карта метаморфических фаций Антарктиды 1: 5 000 000. Л. Наука, 1979. Мингео СССР, Ленинградская картфабрика Объединения «Аэрогеология».
3. Каменев Е.Н. Объяснительная записка к карте метаморфических фаций Антарктиды масштаба 1: 5 000 000. Л. Изд. НИИГА. 1979. 41 С.
4. Kamenev E.N., Semenov V.S. Regional metamorphism in Antarctica. / Cresswell M.M. & Vella P.(eds.) // Gondwana Five. 1981. Rotterdam. A.A. Balkema. P. 209-215.
5. Kelly, N.M., Clarke, G.L., Fanning, C.M. // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth and Environmental Science. 2004. V.95, P.491–510.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА ДАЛЬНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРА (ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ) ПО ДАНЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

О.А. Карась, В.А. Пахомова

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, okaras@yandex.ru)

Геологическое строение месторождения приведено в работах многих авторов [1, 2, 3, 4, 5], поэтому в данной работе лишь кратко рассматриваются его основные черты. Дальнегорское месторождение бора представлено скарновой рудной залежью, приуроченной к толще триасовых известняков северо-восточного простирания и вертикального падения. Под воздействием гранитной интрузии (абсолютный возраст которой, по данным К-Аг определения, 51 ± 1 млн. лет) известняки, песчаники, кремнистые сланцы последовательно превращены в скарны и околоскарновые породы. Возраст скарнов, по данным Аг-Аг определения, 57.22 ± 0.24 млн. лет [6]. Длина залежи 3.5 км, мощность в центральной части 540 м, протяженность на глубину до контакта с гранитами 1300-1600 м. Верхняя часть скарново-рудной залежи содержит датолит и представляет собой рудное тело борного месторождения. Внутреннее строение тела сложное и обусловлено наличием блоков незамещенных пород, тектонических нарушений и даек порфиритов. Для центральной части месторождения и его скарново-рудного массива характерной чертой является широкая распространенность даек и субвулканических, высоко- и ультракалийевых тел [4], возраст которых составляет от 72 до 35.6 млн. лет.

Физико-химические условия формирования месторождения были установлены методами термобарогеохимии (исследований и анализа индивидуальных включений) в кристаллах датолита, отобранных как из открытых полостей, так и из скважины 875 (коллекция Н.А. Носенко), в интервале от дневной поверхности на глубину до 859.2 м, а также в кристаллах данбурита и аксинита из пустот разных участков месторождения. Кроме того, изучены включения в ранемагматическом кварце гранитоидов.

По данным изучения расплавных включений в кварце гранитоидов установлено, что начало кристаллизации пород массива характеризуется температурами 800-850 °С; гранитоидный массив кристаллизовался из маловодных, содержащих не более 3.5 % воды, магматических расплавов кислого состава. Расчетная глубина формирования интрузива 2.5-3.5 км, что соответствует давлению 65-90 МПа. О поздней гидротермальной проработке породы свидетельствует наличие многочисленных микротрещин, залеченных поздними

гидротермальными растворами, что фиксируется в виде вторичных (по отношению к расплавному) газовой-жидких включений. Температура гомогенизации включений с двумя твердыми фазами составляет 400-430 °С, с одной твердой фазой - 230-250 °С, без твердых фаз - 250-300 °С. Концентрация раствора понижается по мере снижения температуры с 51 до 18 % по массе эквивалента NaCl. Можно предположить, что действительные количества NaCl во включениях могут быть меньше из-за присутствия в составе катионов раствора кальция или магния, или совместного присутствия этих компонентов, поскольку методом криометрии в растворе газовой-жидких включений установлены хлориды магния, кальция, натрия и калия. Признаков «вымерзания» углекислоты или других газов не обнаружено.

Наблюдения в полированных пластинах боросиликатов под микроскопом показывают, что во всех минералах, как из открытых полостей, так и отобранных на разных горизонтах (эти наблюдения проведены на кристаллах датолита), в преобладающем большинстве встречаются только газовой-жидкие включения, указывающие на гидротермальный характер минералообразования при низких и средних концентрациях солей. При этом включения в минералах разных ассоциаций различаются по форме, соотношению фаз и изредка - по содержанию твердых фаз. Так, если первичные включения в датолите не содержат твердых фаз в вакуолях, то в данбурите и аксините твердые фазы во включениях присутствуют. Газовой-жидкие включения в аксините содержат кубическую изотропную фазу, которая по оптическим характеристикам отнесена к галиту. В данбурите по фазовому составу различаются включения, содержащие кубическую фазу галита или твердые фазы-спутники сферолитовой формы, которые, по данным спектроскопии комбинационного рассеяния, принадлежат к тальк-пирофиллиту. Фазовые соотношения (газ-жидкость-твердые фазы) в вакуолях непостоянны: твердые фазы встречаются в 10 % случаев, и, вероятнее всего, являются минералами-спутниками.

Среди минеральных включений в пластинах аксинита зафиксированы многочисленные гексаэдрические зональные кристаллы граната. В шлифах отдельные кристаллы аксинита содержат включения призмочек и иголочек эпидота, пластинок хлорита, единичные зерна кальцита и призматические микрокристаллы геденбергита, скопления гранатов, прожилки и угловатые зерна кварца, примесь датолита. С помощью сканирующего электронного микроскопа установлено, что гранат принадлежит к гроссуляр-андрадитовому ряду, хлорит - к тюрингиту. Этим же методом в аксините установлены кристаллические агрегаты сфена и биотитоподобной слюды. В шлифах датолита среди минеральных включений установлен хлорит и геденбергит, а в пластинах - ортоклаз. Сингенетичность указанных минеральных включений в кристаллах подтверждается присутствием индукционных поверхностей роста, угнетенностью форм минеральных индивидов, эпитаксиальным характером срастания с минералом-хозяином.

Поскольку аксинит принадлежит к группе минералов, весьма насыщенных включениями, по совокупности минеральных включений для него установлена наиболее типичная ассоциация с гранатом и геденбергитом в скарнах, указывающая на образование минералов в условиях повышенной щелочности [1]. Среди минеральных включений в аксините установлен сфен, присутствие которого указывает на образование минералов в стадию кислотного выщелачивания [10]. Ранняя щелочная стадия послемагматического процесса соответствует скарновой стадии минералообразования, а боросиликатной - стадия кислотного выщелачивания [1]. Судя по температурам гомогенизации газовой-жидких включений и минеральным включениям, аксинит образовался позднее волластонита и, скорее всего, отлагался более или менее одновременно или на завершающей стадии формирования граната и геденбергита (ранняя щелочная стадия). Образование аксинита относится и к началу стадии боросиликатной минерализации. Установленные ассоциации аксинита с эпидотом, гранатом и кварцем в околоскарновых породах, реже с датолитом или

кальцитом, биотитоподобной слюдой и сфеном указывают на образование минералов в более позднюю стадию контактового метаморфизма.

Термометрические исследования индивидуальных флюидных включений (ФВ) показали, что температура гомогенизации аксинита составляет 400-300 °С, данбурита – 370-250 °С, датолита – 200-130 °С. В образовании аксинита участвовали хлориды кальция и натрия с концентрацией 25-19.05 мас. % экв. NaCl, для включений с температурой гомогенизации 400 °С установлена концентрация 6 мас. % экв. CaCl₂. Во включениях в аксините, кристаллизующемся совместно с эпидотом и гранатом, в составе солевой системы преобладают катионы кальция. В образовании данбурита участвовали два типа растворов: Ca-Na-хлоридные и Mg-хлоридные с концентрацией 26 мас. % экв. NaCl. В кристаллах данбурита, где встречаются минералы-спутники тальк-пирофиллита, газовой-жидкие включения содержат только хлориды магния и воду, а во включениях данбурита, содержащих хлориды кальция и натрия, эти минералы-спутники отсутствуют. В первичных включениях датолита из открытых полостей преобладают хлориды кальция, натрия и калия с концентрацией раствора 16.15-1.4 мас. % экв. NaCl.

Температура гомогенизации ФВ в датолите, сформировавшегося в скарновой залежи, колеблется в пределах 340-260 °С. В фазовом составе солевой системы, по результатам исследования индивидуальных первичных включений, присутствуют Ca, Mg, Na, K, Fe, Cl, CO₂ и вода. Переменное присутствие или преобладание в составе солевой системы хлоридов железа, кальция и карбоната объясняется тем, что в боросиликатную стадию датолит развивается по волластониту и геденбергиту, образуя псевдоморфозы, или замещает в скарнах остатки карбонатной породы. С глубиной концентрация незначительно меняется, достигая максимального значения 15.5 мас. % экв. NaCl. Плотность флюида в среднем 0.82 г/см³. Температура гомогенизации вторичных включений в датолите 100-210 °С; по мере снижения температуры в составе солевой системы отсутствуют соли CaCl₂ (T_{эвт.} -8 ÷ -12 и -33 ÷ -38 °С) и падает концентрация до 0.2 мас. % экв. NaCl. Что указывает на пульсационный режим гидротермального процесса, после кристаллизации датолитового оруденения.

Лазерно-спектральным микроанализом индивидуальных ФВ [7] определена концентрация бора в растворах боросиликатной стадии в количестве 53.8-6.2 г/кг. Бор установлен в заметных количествах методом водной вытяжки [4]. Таким образом, борные минералы месторождения образовались при участии хлоридных борсодержащих растворов. Бор, скорее всего, присутствует во включениях в форме боратов.

Во включениях всех изученных образцов не установлено присутствие свободной углекислоты ни при положительных и ни при отрицательных температурах, ни при исследовании включений методом КР-спектроскопии. Хроматографическими исследованиями [7] выявлены невысокие содержания CO₂ (13.8-7.3 г/кг) в растворах боросиликатной стадии.

По данным реконструкции кровли [8], формирование бороносных скарнов происходило на глубине, не превышающей 1.5-2 км (давление 10-50 МПа). Для определения температуры минералообразования использовались диаграммы зависимости «поправок на давление» [9]. Таким образом, величина поправки составляет 50 °С, а температура образования минералов из открытых полостей составляет для аксинита 450-350 °С, данбурита – 420-300 °С и датолита – 250-180 °С. Температура образования датолита, сформировавшегося в скарновой залежи, составила 390-310 °С.

Последовательность образования боросиликатных скарнов следующая: волластонит → геденбергит → гранат → данбурит и аксинит → датолит. Кристаллизация кварца и кальцита продолжается в течение всего скарнового процесса. Образование скарнов с боросиликатами вызвано очень сложными процессами в течение продолжительного времени.

Минералообразование сменялось выщелачиванием и замещением уже образованных минералов новыми. Эндоконтактовые изменения выражаются в образовании безжелезистых, но богатых кальцием и более бедных кремнеземом силикатов. В зоне эндоконтактового метаморфизма имел место привнос главным образом Са и частичный вынос Si, Al и Fe. Экзоконтактовый метаморфизм на ранней стадии выражается в образовании за счет известняка богатых кальцием силикатов Mg, Fe, Al. Главная масса железа, входящего в состав андрадитовых и геденбергитовых скарнов, привносится с растворами в виде легкорастворимых, вероятнее всего, хлористых, соединений. Поздняя стадия контактового метаморфизма отвечает гидротермальной стадии, где имеет место разложение скарнов с образованием борных минералов, эпидота, хлоритов в сопровождении кварца, кальцита, флюорита. Неоднократное внедрение магматитов в породы фундамента обеспечили длительный прогрев вмещающих пород, что вызывало появление новых растворов, образование новых минералов с частичным замещением более ранних. Так, каждый новый этап минерализации накладывается на предыдущий, как правило, образуя псевдоморфозы.

Литература

1. Куришкова Л.Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976. 276 с.
2. Носенко Н.А. Геология и генезис Дальнегорского борного месторождения / Дисс. на соискание уч. степ. кандидата г-м.наук. Владивосток, 1986. 308 с.
3. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. // Доклады Академии наук. 1992. Т.325, №6. С. 1214-1217
4. Баскина В.А., Прокофьев В.Ю., Лебедев В.А., Борисовский С.Е., Добровольская М.Г., Якушев А.И., Горбачева С.А. // Геология рудных месторождений. 2009. Т.5. №3. С. 203-221
5. Юшманов Ю.П., Петрицевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 112 с.
6. Лейер П., Раткин В.В. Первая прямое // Доклады Академии наук. 1997. Т. 352. №2. С. 222-225
7. Прокофьев В.Ю., Добровольская М.Г., Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М., Жукова Т.Б. // Доклады РАН. 2003. Т. 390, №5. С.676-680
8. Лисицын А.Е., Малинко С.В. // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1982. №3. С. 91-99
9. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. Т.1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с., ил.
10. Булавко Н.В. Минералогия скарновых месторождений Дальнегорского рудного поля (Приморье). Владивосток: Дальневосточное книжное издательство, 2000. 220 с

АЛМАЗООБРАЗОВАНИЕ. НОВЫЕ АСПЕКТЫ

В.К.Каржавин

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Karzhavin@geoksc.apatity.ru)

Первая оценка условий превращения графита в алмаз, сделанная О.И. Лейпунским [1] показала возможность этого процесса при давлении $P = 6$ ГПа и температуре $T=2300^{\circ}\text{K}$. Впоследствии на основе построенной им фазовой диаграммы стали развивать и внедрять различные технологии синтеза алмазов. Это способствовало успехам искусственного выращивания алмазов при сверхвысоких давлениях и температурах. Поэтому большинство исследователей стали придерживаться высокобарической, мантийной гипотезы алмазообразования [2].

Существующие гипотезы противоречат друг другу и не всегда могут объяснить всё разнообразие свойств алмаза. Поэтому на сегодняшний день не существует ни одной из гипотез, которая бы в полной мере и научно достоверно описала процесс природного образования алмазов. В настоящее время имеются три основных механизма образования алмаза – наиболее простой, описывающий кристаллизацию алмаза из расплава графита в P - T области стабильности алмаза (> 10 ГПа $\sim 2000^{\circ}\text{C}$) и еще два варианта: кристаллизация алмаза из раствора графита в металле (катализатор) и фазовый переход графита в алмаз в твёрдой фазе в присутствии металлов - катализаторов при 4-6 ГПа и $1400-1600^{\circ}\text{C}$. Как

оказалось в научных взглядах ученых мантийная теория не является основной гипотезой происхождения алмазов.

Проблема алмазоносности в метаморфических породах оказалась предметом особого интереса геологов [3]. Решение данной проблемы невозможно без выяснения генетических особенностей такого природного объекта как карбонатитовые интрузии. Данный факт обусловил интерес исследователей о необходимости изучения проблемы возможного алмазообразования за счет эволюции карбонат-силикатных, флюидно-карбонатитовых и щелочно-карбонатных многокомпонентных систем. Карбонатные породы имеют широко варьирующий минеральный состав: амфибол-флогопит-карбонатные, гранат-флогопит-карбонатные и гранат-пироксен-флогопит-карбонатные метасоматиты. Обнаружение подобных объектов — сложная задача, так как к этому новому типу месторождений не применимы традиционные методы поисков.

Первые научно обоснованные предположения о генезисе алмазов были высказаны геологами, изучавшими африканские и другие кимберлитовые трубки ещё во второй половине XIX века и в последующие годы. По мнению ученых алмазы были привнесены на поверхность с глубин порядка 150 - 480 км. Если алмазы, созданные на глубине при таких огромных давлениях и температурах, были бы подняты на поверхность магматическим расплавом, то при медленном подъёме, в результате изменения температуры и уменьшения давления, он превратился бы в графит. В случае подъема магматического расплава с алмазами с большой скоростью к поверхности земли, в результате “прострела” (по В.С.Соболеву) до 300 км/час, алмаз может сохраниться и взорваться (из-за резкого перепада давления). Следы такого “вулканического извержения” были бы зафиксированы в виде магматического расплава в трубке взрыва и его излияния вокруг трубок взрыва.

Механизм формирования трубок взрыва также не совсем ясен, большинство исследователей признают их вулканическое происхождение, считая трубки жерлами вулканов центрального типа, напоминающие высокую рюмку на тонкой ножке. Площадь поперечного сечения их с глубиной уменьшается с последующим выклиниванием.

Вместе с тем установлена приуроченность кимберлитовых алмазоносных трубок к полю развития карбонатных толщ. В некоторых трубках Западной Якутии встречены обильные выделения твердых и жидких битумов и газообразных углеводородов. Например, в трубке взрыва “Мир” нефтепроявления отмечались до глубины 500 м. В трубке “Ударная” на глубине 150-200 м была встречена капельножидкая нефть.

Все выше перечисленные противоречия являются лишь частью большого числа фактов, необъясняемых мантийной гипотезой происхождения алмазов.

Исследования и анализ данных в области физической химии, химической кинетики и физики твердого тела позволяют рассмотреть проблему алмазообразования на новом уровне и оценить справедливость различных гипотез. В последнее время для оценки термодинамических параметров флюидодинамических систем стали широко применять компьютерное моделирование, которое является инструментом получения новой информации о процессах, конечные результаты которых наблюдаются в геологических объектах на современном этапе. В качестве такого объекта исследования нами был выбран карбонатитовый шток Хибин, расположенный в восточной части Хибинского массива. Это уникальное образование в геологическом, геохимическом и минералогическом аспектах. Исходными данными для модельных исследований были результаты химического анализа образца из керна, взятого с глубины 439 м.

Для проведения исследования были созданы мультисистемы, в составе которых присутствовали независимые компоненты (элементы): Si-Ti-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-P-F-H-C-O-S. Кроме того, расчётная матрица мультисистемы была представлена 35 зависимыми компонентами (минералы и химические соединения). Многокомпонентная и многофазовая

среда в составе мультисистем состояла из химически различных соединений, соответствующих карбонатно-силикатным породам. В образовании минералов при магматических, метаморфических, метасоматических, гидротермальных рудообразующих процессах практически всегда участвует флюидная фаза, в составе которой присутствуют легколетучие компоненты, среди которых главная роль принадлежит соединениям водорода, кислорода, углерода, серы, реже азота и других компонентов. Окклюдированные в алмазах газы представлены аналогичными соединениями. Поэтому для расчета в состав флюидной фазы были включены следующие газообразные компоненты: H_2O , H_2 , O_2 , CO , CO_2 , H_2S , SO_2 , S_2 , CH_4 , C_2H_6 . Численная реализация моделей проводилась при помощи метода минимизации свободной энергии Гиббса. В результате проведенных расчетов установлена возможность одновременного образования за счет карбонатов графита и алмазов при низких температуре и давлении.

Скорость перемещения магматического расплава в верхние горизонты зависит от его вязкости, общего давления и наличия флюидов. Обычно магматические очаги связаны с вулканами и возникают в зонах разломах на путях подъема флюидов (уплотненных газов: H_2O , CO_2 , H_2 , CO , NH_3 , CH_4 и др.) находящихся под большим давлением. Причем глубинные потоки водорода является одним из основных газообразных компонентов флюида и присутствует почти во всех продуктах вулканической деятельности.

При достижении приповерхностных условий среды водород флюида входит в контакт с кислородом воздушной среды (“гремячая смесь или гремучий газ”). Гремучий газ дают смеси с содержанием водорода от 6 до 67% от объема. Если параметры температуры и суммарного давления газов (водорода и кислорода в эквивалентном соотношении) попадают в пределы полуострова воспламенения (по Н.Н.Семенову [4]), то происходит мгновенная, распространяемая с большой скоростью химическая реакция окисления кислородом воздуха глубинного водорода. При этом если поступление воздуха (т.е. кислорода) в реакции $2\text{H}_2 + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O}$ ограничено, то может она протекать с взрывом. В локальном объеме образуется высокое давление с температурой до 3000°C .

Действительно, такая модель может быть реализована при наличии карбонатных пород в близповерхностных условиях. В процессе образования кимберлитовых трубок, в результате взрыва в их верхней части резко (мгновенно) возрастает температура и давление образуется кратер с оплавленными краями. С глубиной в кимберлите трубок взрыва быстро убывают как количество, так и размеры обломков, а также содержание алмазов. Такие резкие изменения условий среды при образовании и кристаллизации алмазов в локальном объеме могли явиться причиной появления у них зональности.

В подтверждение изложенного механизма следует обратить внимание на взрывные (детонационные) условия образования наноалмазов [5]. Этот процесс осуществляется в системах с отрицательным кислородным балансом в неокислительной среде. Для этого использовали смеси различных органических соединений (в том числе из метана и его радикала) и взрывчатых веществ (ВВ). В момент взрыва ВВ (это доли секунды) в камере до 2 м^3 создаются высокие давления (до 30 ГПа) и температура (до 4000К), что способствовало протеканию двух конкурирующих процессов образования аморфного углерода и наноалмазов.

Литература

1. Лейтунский О.И. // Успехи химии, 1939. Т. VIII. Вып. 10. С. 1519—1534.
2. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра. 1997. 601 с.
3. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Уро РАН. 2003. 315 с.
4. Семенов Н.Н. Избранные труды. Т. 2. Горение и взрыв. М.: Наука, 2005. 704 с.
5. Долматов В.Ю. // Успехи химии. 2007. Т. 76. № 4. С.375-397.

ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА)

Т.В. Каулина, Л.И. Нерович, Д.В. Елизаров, Л.М. Лялина
(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kaulina@geoksc.apatity.ru)

Введение. Важным условием разработки геодинамических моделей является оценка времени и продолжительности проявления эпизодов метаморфизма. Определение возраста метаморфизма возможно несколькими способами:

1) датирование интрузивных пород, время внедрения которых относительно деформации и/или метаморфизма установлено по полевым соотношениям.

2) датирование метаморфических минералов (гранаты, пироксены, слюды, амфиболы), чье место в метаморфической эволюции породы хорошо понятно и которые одновременно могут являться геотермометрами и геобарометрами. Широко используемые Sm-Nd и Rb-Sr методы датирования метаморфических минералов обычно не позволяют определить время пиковых условий метаморфизма в связи с относительно низкими температурами закрытия (Tc) этих изотопных систем (Tc Sm-Nd системы для большинства минералов < 700 °C; Rb-Sr системы < 600 °C). Также интерпретация полученных возрастов ограничена нехваткой данных о температурах закрытия изотопных систем во многих минералах.

3) датирование метаморфических минералов U-Pb методом, поскольку Tc U-Pb системы в большинстве минералов значительно выше, чем Tc их Sm-Nd и Rb-Sr систем, что позволяет определять возраст высокотемпературных процессов. В настоящее время используется U-Pb метод датирования граната, клинопироксена, силлиманита и др. [1, 2]. Но это обычно трудоемкие методы, которые не всегда дают высокоточные результаты в связи с малым содержанием измеряемых изотопов.

4) датирование U-Pb методом классических минералов-геохронометров (циркон, сфен, монацит, рутил) и выяснение процессов, контролирующие рост акцессорного минерала, чтобы привязать его образование к конкретной точке P-T-t истории.

В связи с этим, большое значение приобретает понимание процессов, определяющих рост и преобразование акцессорных минералов при метаморфизме, а также поведение U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr систем минералов-геохронометров в зависимости от параметров и длительности метаморфических событий. Обзор данных по энергиям активации, коэффициентам диффузии и температурам закрытия изотопных систем, приведенный, например, в работе Л.К. Левского с соавторами [3] показывает, что существуют значительные вариации параметров даже для одного минерала и одной изотопной системы.

Во многих случаях циркон является единственным геохронометром, пригодным для датирования высокотемпературных процессов. Благодаря быстрому развитию минералого-геохимических методов исследования акцессорных минералов (изучение анатомии кристаллов в режиме катодолюминесценции и отраженных электронов, изучение распределения элементов-примесей в отдельных зонах индивида) появляется возможность получить необходимую информацию об условиях генезиса циркона. Также появилась возможность рассчитывать температуру кристаллизации циркона по содержанию в нем Ti [4]. Все это в комплексе с локальными U-Pb методами датирования и детальными геолого-петрологическими данными, позволяет делать выводы о связи роста циркона с определенными процессами, реакциями и термодинамическими условиями.

Многочисленные исследования диффузии элементов (U, Th, Pb, REE) в цирконе показывают, что требуются высокие температуры (>900°C), чтобы диффузия большинства элементов достигла значительных величин (например [5, 6]). При наличии пластических деформаций, создающих нарушенные зоны в цирконе, диффузия в этих зонах идет с

гораздо большей скоростью даже при более низких температурах [7]. К настоящему времени изучены процессы перекристаллизации циркона при взаимодействии с водным флюидом [8]. Показано, что эти процессы могут нарушать U-Pb систему циркона при низких температурах, не приводя при этом к нарушению Sm-Nd и Rb-Sr систем других минералов.

Таким образом, мы видим, что достаточно многие факторы должны учитываться при интерпретации возраста минералов. Подтверждением корректности любых полученных результатов является согласованность геолого-петрологических и изотопно-геохронологических данных. Такое сопоставление можно провести на основе хорошо изученных комплексов.

Мы выбрали гранулитовые ассоциации Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и пояса Тана (Кольский полуостров), как геологически и петрологически хорошо изученные комплексы многоэтапного метаморфизма высоких температур и давлений.

Результаты геохронологических исследований. На основе изучения циркона и датирования минералов с разными температурами закрытия изотопных систем U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr методами для пород междуречья Яурийоки-Падос и реки Лотты хронометрированы этапы метаморфической эволюции комплексов.

Ранний гранулитовый умереннобарический метаморфизм проходил при $T = 730^{\circ}\text{C}$, $P = 4.0\text{--}5.7$ кбар [9] 1.97-1.96 млрд. лет назад. Температура кристаллизации цирконов этого этапа, определенная по содержанию Ti равна $709\text{--}742^{\circ}\text{C}$, что согласуется с петрологическими данными.

Гранулитовый высокобарический метаморфизм, связанный с надвиганием ЛГП на пояс Тана имел место 1929-1915 млн. лет назад. Начало метаморфизма связано с кристаллизацией синметаморфических эндербитов - 1929-1925 млн. лет [10, 11]. Возраст метаморфогенного гранулитового циркона - 1915 ± 3 млн. лет. Температуры и давления этого этапа метаморфизма составляют $780\text{--}860^{\circ}\text{C}$ и $6.8\text{--}9.5$ кбар [12, 13]. Температура кристаллизации гранулитовых цирконов оценена в $800\text{--}856^{\circ}\text{C}$, что согласуется с петрологическими данными. Отмеченные в цирконах полифазные включения $Kfs + Qtz$, $Kfs + Qtz + Pl$, а также включения Bt , говорят о том, что, образование циркона происходило одновременно с образованием парагенезиса $Grt + Bt + Pl + Sil + Qtz (\pm Kfs)$. По данным Л.Л. Перчука, рост Grt и $Sill$ происходил на стадии изотермической декомпрессии в условиях гранулитовой фации с падением давления до 6.5 кбар. Именно этому процессу и отвечает возраст метаморфогенного циркона.

Вывод о начале декомпрессии в это время подтверждают и результаты Sm-Nd датирования. Изохрона, построенная по $Cpx + Grt + WR$ из $Grt - Cpx - Amf$ гнейса определяет возраст 1922 ± 9 млн. лет. Согласно данным [13], центральные части клинопироксена в гнейсе содержат до 10% жадеитового компонента, а оболочки около 2%, что говорит о снижении давления при росте Cpx до 5-6 кбар. Sm-Nd система в гранате закрывается при температуре $650\text{--}700^{\circ}\text{C}$ [14] или $\sim 700\text{--}760^{\circ}\text{C}$ [15]. Тс Sm-Nd системы в Cpx выше 800°C [16]. Даже если принимать максимальные значения Тс Sm-Nd системы в гранате и клинопироксене, она все равно несколько ниже температуры кристаллизации сингенетичного циркона. Тот факт, что полученный Sm-Nd возраст совпадает с U-Pb возрастом циркона, говорит о быстром остывании, при котором Sm-Nd система отражает возраст кристаллизации минералов, а не время своего закрытия при остывании. Что также согласуется с данными [13], по которым сразу за декомпрессией началось изобарическое остывание со снижением температуры от 725° до 657°C .

Изобарическое остывание в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций до 657° и 6.5 кбар [13] (или диафторез) произошло 1912-1906 млн. лет назад. Возраст диафторических процессов определен по метаморфогенным цирконам с высокими

содержаниями U. Многочисленные наблюдения показывают, что рост высокоуранового циркона в гранулитовых комплексах начинается при переходе к амфиболитовой фации метаморфизма [17]. Температуры кристаллизации цирконов (690-713°C) подтверждают этот вывод.

Следующая стадия в эволюции района - это декомпрессионное остывание до температуры 560 °C и давления 4.5 кб [13]. Эта стадия, зафиксирована Sm-Nd системой минералов из *Sill-Grt-Bt* гнейсов. Изохрона по *Mi+Bt+Grt+WR* определяет возраст 1892±21 млн. лет. Тс Sm-Nd изотопной системы в гранате приведены выше. Мы не нашли данных о температуре закрытия Sm-Nd системы в микроклине и биотите, но если принять, что она близка к таковой в плагиоклазах (560-600 °C – [18]), то полученный возраст скорее всего, отражает время остывания породы до температуры ниже 600° C. Гранат явно демонстрирует более низкую температуру закрытия Sm-Nd системы, чем в предыдущей пробе, что может быть связано с наличием ретроградной зональности.

Время остывания пород до 450°C определяет U-Pb возраст рутила, чья U-Pb система закрывается при температуре 400-450°C [14]. Возраст рутила из гранулитов и гнейсов этого района находится в пределах 1873±9 млн. лет. Близкий возраст (1854±34 млн. лет) имеет светлый титанит, характерный для зон сдвиговых деформаций. Температура закрытия U-Pb системы титанита принималась равной 600-650°C [14], 650-700°C [19, 20]. Поскольку температура в породах в это время была явно ниже, мы имеем дело с кристаллизацией нового титанита, а не с нарушением U-Pb системы в ранее существовавшем. Близкий возраст получен для синдеформационных микроклиновых гранитов Финнмарка - 1882±11 млн. лет [21]. Все эти данные позволяют говорить о продолжении деформационных процессов до 1.88 млрд. лет.

Более молодые низкотемпературные преобразования проявлены в породах корватундровского комплекса. Они отражены в развитии процессов хлоритизации и окварцевания в пределах зон поздних деформаций и датированы Rb-Sr минеральной изохроной (*Ap+WR+Pl+Bt*) в 1722±25 млн. лет. Этот возраст отвечает широко проявленной в Кольском регионе флюидной переработке, о чем свидетельствуют Rb-Sr и Ar-Ar данные [3].

Выводы. Использование разных изотопных систем и разных минералов-геохронометров позволили хронометрировать метаморфическую эволюцию пород ЛГП от 1.97 млрд. до 1.72 млрд. лет, определить длительность процессов метаморфизма и скорость остывания пород, которая менялась от ~20 до ~7 °C/млн. лет.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00817

Литература

1. Mezger K., Hanson G. N., Bohlen S.R. // Contrib Mineral Petrol. 1989. Vol. 101. P. 136-148. 2. Левченков О.А., Макеев А.Ф., По Н.И. и др. // Материалы конференции «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. 2003. С. 293-295. 3. Левский Л.К., Морозова И.М., Левченков О.А. и др. // Геохимия. 2009. № 3. С. 227-244. 4. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. // Contrib. Miner. Petrol. 2006. V. 151. P. 413-433. 5. Cherniak D.J., Hancher J.M., Watson E.B. // Contrib Mineral Petrol. 1997. Vol. 127. P. 383-390. 6. Cherniak D.J., Watson E.B. // Chem Geol. 2001. Vol. 172. P.5-24. 7. Reddy S.M., Timms N. E., Pantleon W. et al. // Contrib Mineral Petrol. 2007. No. 153. P. 625-645. 8. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. // Elements. 2007. No. 3. P. 43-50. 9. Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты. 2002. С. 195-208. 10. Бибилова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Н. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст. Петрология. 1993. Т. 1. №2. С.215-235. 11. Нерович Л.И., Баянова Т.Б. Материалы II конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. 2-4 октября, 2007. С. 235-239. 12. Daly J.S., Bogdanova S. // Res. Terrae. Ser. A. 1991. N 5. P.11. 13. Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В. // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 165-196. 14. Mezger K., Rawnsley C. M., Bohlen S.R. et al. // J. Geol. 1991. 99. P. 415-428. 15. Vance D., O'Nions R.K. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. No. 97. P. 227-240. 16. Sneeinger M., Hart S.R., Shimizu N. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. N 8. P. 1589-1609. 17. Бибилова Е.В. U-Pb

геохронология ранних этапов развития древних щитов.- М.: Наука, 1989. 180 с. **18.** Ganguly J. and Turone M. // Earth and Planetary Sci. Lett. 1999. V. 170. P. 131-140. **19.** Cherniak D.J. // Chemical Geology. 1993. V 110. P.177-194. **20.** Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C. // Chemical geology. 2000. Vol. 172. P. 131-148. **21.** Marker M., Kaulina T.V., Daly J.S. // SVEKALAPKO. 5th Workshop. Abstracts. 2000. P. 51.

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТОВ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Н.Ф. Каячев

(ООО НАЦ «СИБГЕОНАФТ», Новосибирск, NFkayachev@yandex.ru)

Введение. В докладе рассмотрены вопросы формационной принадлежности ультрамафитов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса позднего архея юго-восточной части Балтийского щита.

На разных этапах геологической изученности ультрамафиты Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса относились к гипербазитовой, габбро-перидотитовой, дунит-клинопироксенит-габбровой формациям [1, 2]. Позднее было установлено, что многие пластовые тела ультрамафитов имеют эффузивную природу и являются коматиитами [3].

Детальное изучение магматизма центральной и юго-восточной части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса позволило автору объединить ультраосновные породы в четыре самостоятельные формации: 1) коматиитовую; 2) расслоенных мафитов-ультрамафитов; 3) гипербазитовую; 4) пироксенит-перидотитовую. По результатам исследований составлена карта распространения выделенных формаций в пределах Токшо-Волошовской зоны, составлены банки данных, включающие 2000 химических анализов пород и более 1000 анализов породообразующих, акцессорных и рудных минералов.

Коматиитовая формация. Коматииты впервые выявлены В.В. Куликовой и В.С. Куликовым в районе оз. Токшозеро. Впоследствии изучены автором в составе лопийских отложений при проведении поисковых и тематических работ [3,4].

Коматииты встречаются на разных уровнях лопийских отложений, но более всего закартированы в пределах каренской толщи, где на их долю приходится 67% разреза общей мощностью около 500 метров. Коматииты представлены в виде отдельных потоков, покровов, силлов, а также образуют мощные переслаивающиеся горизонты. В частности, по профилю скважин 340-341 вскрыты горизонты вулканических ультрамафитов, реконструкция состава которых позволила выявить до 15 потоков при общей мощности изученного разреза 70-100 метров. К числу хорошо изученных относятся покровы и силлы коматиитов, вскрытые скважиной 143, где в связи с поисками Cu-Ni руд автором было проведено сплошное поинтервальное опробование с последующим химическим анализом пород по всему разрезу скважины.

По петрографическому составу породы коматиитовой формации подразделяются на пироксенитовые и перидотитовые. Пироксеновые коматииты с типичной спинифекс, квенч-структурами хорошо сохранились в скв. 24, 104, 119. В отдельных шлифах наблюдаются микроспинифекс-структуры, в которых игольчатые зерна пироксена образуют «войлок» и составляют до 80-90 % объема породы. Перидотитовые коматииты представлены лавобрекчиями, потоками со спинифекс-структурой, реликты которой сохраняются в условиях зеленокаменного метаморфизма. В силлах перидотитовых коматиитов сохраняется реликтовая кумулятивная структура с содержанием 30-65% вкрапленников серпентина по оливину, погруженных в апостекловатую массу.

Петрохимические особенности коматиитов рассмотрены на примере 220 химических анализов. На гистограмме распределения MgO в породах коматиитовой формации Токшо-Волошовской зоны отмечается дискретность. Выделяются пики с максимумами $MgO=14,2$;

21,9; 25,2; 29,0%. К низкомагнезиальнымкоматиитовым базальтам (НКБ) отнесены породы с содержанием MgO 10-17%; к высокомагнезиальным коматиитовым базальтам (ВКБ)-породы с содержанием MgO от 17 до 24%. К собственно коматиитам отнесены породы, содержащие $MgO > 24\%$. В последних, выделение двух пиков связано с включением в выборку силлов с кумулятивными структурами. При отделении от толеитовых базальтов и разделении коматиитов на петрохимические типы отмечается четкий интервал по содержанию MgO , равный примерно 7%.

По петрохимическим данным вулканы коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны относятся к породам с нормальной (хондритовой) величиной CaO/Al_2O_3 с незначительным дефицитом титана. Отношение CaO/Al_2O_3 в коматиитах близко к хондритовому и в среднем составляет 0,937. Среднее отношение CaO/TiO_2 составляет 19,97; среднее отношение Al_2O_3/TiO_2 равно 21,4 при хондритовом-20,4.

Формация расслоенныхмафитов-ультрамафитов. Ультрамафиты данного формационного типа представлены многочисленными мелкими и крупными телами, залегающими среди осадочно-вулканогенных отложений лопия, для которых устанавливается магматическое строение и постоянная ассоциация с габброидами. Типичным примером является Кенозерскиймафит-ультрамафитовый массив.

Кенозерский массив в плане картируется в виде крупного субвертикального тела протяженностью до 15 км, вытянутого в меридиональном направлении. Массив сложен гипербазитами и габброидами со значительным преобладанием первых. В зоне перехода габбро к ультрамафитам встречаются габбро-пироксениты. Ультраосновные породы представлены серпентинитами по полнокристаллическим перидотитам, по кумулятивным оливинитам и пикритам краевой части. В ультрамафитах отчетливо проявляется зональность. Центральные части массива сложены полнокристаллическими перидотитами и кумулятивными оливинитами с содержанием вкрапленников серпентинизированного оливина 80-90%. К контактам массива содержание кумулюсной фазы уменьшается до 50-60%, а в составе вкрапленников появляется пироксен, реликты которого сохраняются в свежем виде. Интеркумулюсная фаза сложена хлоритом, антигоритом и амфиболом.

Петрохимическиультрамафиты отличаются как от коматиитов, так и от ультраосновных пород гипербазитовой формации. Распределение петрогенных элементов на бинарных диаграммах отражает дифференциацию исходного высокомагнезиального расплава с последовательным образованием пород: кумулятивные оливиниты→переходные разновидности→пикриты. Ультрамафиты от центра к периферии массива характеризуются обычным трендом дифференциации: возрастанием SiO_2 , CaO , Al_2O_3 и уменьшением MgO , FeO . По результатам обработки петрохимических данных методом факторного анализа установлены два независимых тренда дифференциации отдельно для ультрамафитов и габброидов. УльтрамафитыКенозерского массива по структуре и составу близки магматическим породам никеленосногоКингашского массива Восточной Сибири [5].

Гипербазитовая формация. Массивы гипербазитовой формации представлены многочисленными мелкими и крупными массивами, пространственное распределение которых подчиняется внутреннему структурному плану архейских отложений. Массивы расположены среди супракrustальных отложений, залегают среди гранито-гнейсов, мигматитов, амфиболитов, которые являются продуктами метаморфизма и масштабной площадной гранитизации осадочно-вулканогенных пород лопийского комплекса.

Автором детально изучены Сенегозерский и Лукичевский гипербазитовые массивы центральной части, а также массивы Волошовской группы юго-восточной части пояса, которые по структурному положению и составу пород различаются между собой. Сенегозерский и Лукичевский массивы ультрамафитов залегают среди тектонизированныхгранито-гнейсов, амфиболитов, мигматитов. Массивы прослеживаются

в субширотном направлении более чем на 12 км, ширина достигает 2 км. В Токшо-Волошовской структурной зоне закартировано более 30 тел ультраосновных пород гипербазитовой формации. Массивы представлены линзо- и пластообразными телами, залегающими согласно с простиранием супракrustальных отложений лопия. Наиболее крупным и изученным является Волошовский массив, который прослеживается в северо-восточном направлении приблизительно на 10 км при мощности от 50 до 800 метров.

Ультрамафиты представлены дунит-гарцбургитовой ассоциацией. Выделяются массивы, сложенные в основном дунитами (Сенегозерский и Лукичевский), в другом случае-гарцбургитами с подчиненной ролью дунитов. Гипербазиты практически нацело серпентинизированы и метаморфизованы, но реликты свежих пород сохраняются. Породы дунит-гарцбургитовой ассоциации являются мантийными реститовыми образованиями с высокой степенью плавления мантийного вещества [2]. Реститогенное происхождение ультраосновных пород установлено на основании петрохимических данных, особенностей состава главных породообразующих минералов-оливина и хромшпинели, анализа распределения редкоземельных элементов. Гипербазиты обогащены MgO , Cr_2O_3 , обеднены SiO_2 , CaO и Al_2O_3 и по своему составу отвечают предельно истощенным гарцбургитам и дунитам, характерным для абиссальных офиолитовых перидотитов. Отношение MgO/SiO_2 в породах составляет 1,10-1,21, содержание “базальтоидных” элементов CaO , Al_2O_3 , TiO_2 в сумме обычно не превышает 1,5%.

Реститовое происхождение гипербазитов было обосновано при изучении особенностей состава главных породообразующих минералов-оливина и хромшпинели [2]. Состав оливина дунитов и гарцбургитов в пределах одного массива, а также в пределах всего пояса по железистости практически не различается. Отсутствует градиент железистости оливина в пределах массивов как по простираанию, так и по падению. Хромшпинелиды гипербазитов характеризуются аномально высокими величинами $Cr/(Cr+Al)$ в пределах 0,6-0,9, типичными для хромшпинелидов “истощенных” дунитов и предельно деплетированных гарцбургитов, характерных для островодужных систем [6]. На обобщенной диаграмме отношений $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ и $Cr/(Cr+Al)$ в хромшпинелидах отчетливо проявляется обратная их корреляция, что является характерным признаком альпинотипных гипербазитов [7].

Ультраосновные породы гипербазитовой формации Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса по петрохимическим данным и составу минералов близки реститовым ультрамафитам Идарского зеленокаменного пояса Канской глыбы.

Пироксенит-перидотитовая формация. В пределах Токшо-Волошовской зоны к пироксенит-перидотитовой формации отнесены многочисленные массивы Кипозерской и Токшинской групп, которые ранее включались в состав гипербазитовой формации в качестве группы слюдистых роговообманковых перидотитов [8].

Ультрамафиты образуют мелкие линзовидные, пластообразные тела, залегающие согласно с вмещающими осадочно-вулканогенными отложениями лопийского комплекса. По простираанию массивы прослеживаются на расстояние от 200-300 м до 3,5 км. Мощность массивов обычно не превышает 100 метров. Для массивов характерно зональное строение. Центральные части сложены перидотитами, в эндоконтактах отмечаются пироксениты, которые имеют подчиненное значение. Границы между перидотитами и пироксенитами постепенные. По реликтам минералов и структуре установлено, что первичный состав ультраосновных пород соответствовал лерцолитам, верлитам и вебстеритам. В процессе зеленокаменного метаморфизма ультрамафиты превращены в серпентиниты, хлорит-амфибол-серпентиновые породы. Характерной особенностью пород является наличие вторичной бурой роговой обманки, которая образовалась по пироксену.

Петрохимические особенности основаны на 70 химических анализах пород. Для перидотитов характерна повышенная железистость от 13,5 до 25%, высокие содержания Al_2O_3 (до 5,08%), CaO (до 4,7%) и особенно TiO_2 (до 1,7%). На диаграмме соотношений кальция и глинозема тренд распределения Al_2O_3 и CaO отклоняется от тренда распределения этих элементов, свойственных “чистым” магматитам и не укладывается в генеральный ряд: гарцбургит-лерцолит-коматиит-базальт, близкий хондритовому. Эти отношения Al_2O_3 и CaO являются результатом магматической дифференциации или контаминации вмещающих пород. По петрохимическим данным, особенно по железистости и титанистости, ультрамафиты перидотит-пироксенитовой формации Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса близки архейским ультрамафитам железистого типа перидотит-пироксенитовой формации Саяно-Байкальской складчатой области [9].

Заключение. Формирование ультраосновных пород гипербазитовой формации, коматиитовой серии, формации расслоенных мафитов-ультрамафитов связано с процессом частичного плавления мантийного субстрата при давлениях 20-40 кбар, степени плавления до 50% и последующей эволюцией магматического диапира. При этом образуются расплавы перидотитовых коматиитов с дунит-гарцбургитовым реститом (гипербазитовая формация), которые на определенном этапе не отделяются друг от друга в силу близкой плотности пород [4]. В процессе дифференциации образуются магмы пироксенитовых коматиитов, а на более высоких горизонтах происходит генерация магм коматиитовых базальтов. Магмы, которые не достигают поверхности, в промежуточных магматических камерах формируют массивы расслоенных мафитов-ультрамафитов, которые по петрохимическим данным имеют сходство с расслоенными комплексами офиолитовых ассоциаций. Породы пироксенит-перидотитовой формации имеют своеобразный химический состав, отличающий их от ультраосновных пород гипербазитовой и коматиитовой формаций и могут быть выделены в особый геохимический тип, аналогичный железистым гипербазитам Южного Прибайкалья [9].

Литература

1. Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971. 140 с.
2. Каячев Н.Ф. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск: ЦНТИ, 2009. С. 146-154.
3. Куликова В.В., Куликов В.С. // ДАН СССР, 1981. Т. 259. №3. С. 693-696.
4. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
5. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Кузоватов Н.И. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Т. II. Томск, 2002. С. 141-150.
6. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геохимическим обстановкам формирования // СКВНИИ ДВО РАН. Магадан, 1992. 104 с.
7. Dick H.J.B., Bullen T. // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V.86. P. 54-76.
8. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1983. 303 с.
9. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192с.

СТРАТИГЕННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЩИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ СПЕЦИФИЧЕСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

В. П. Кирилюк

(Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина, Kyrylyuk.V@i.ua)

Структурно-вещественные особенности раннедокембрийских складчатых областей, слагающих фундамент древних платформ и доступных для непосредственного изучения на щитах, давно и хорошо известны. И тем не менее, по отношению к ним до сих пор все еще широко используются теоретические представления о геотектонических режимах и

геодинамических обстановках формирования, разработанные на материалах исследования структурных элементов неогей.

Еще более 30 лет назад, в период активного геологического картирования щитов и повышенного интереса к проблемам формирования раннедокембрийской литосферы, В. Е. Хаин отмечал, что в ходе историко-геологического изучения ранних стадий развития земной коры «почти с самого начала наметились две противоположные тенденции в толковании наблюдаемых фактов. Одна из них исходит из принципа актуализма или даже униформизма; в соответствии с этой тенденцией тектонический режим раннего докембрия, включая архей, *без особых объяснений (курсив наш – В.К.)* рассматривается как обычный геосинклинальный, что естественно распространяется и на формации горных пород, и на тектонические структуры. Представители другой тенденции, прежде всего, стремятся найти в раннедокембрийских образованиях отличия от более поздних, в особенности фанерозойских; соответственно они предлагают для наименования раннедокембрийского (архейского) тектонического режима развития особые названия (догеосинклинальный, нуклеарный, пермобильный и т.п.)» [1, с. 5].

Эта ситуация сохраняется и сейчас с той лишь разницей, что представители «актуалистического направления», вместо ставшей, по их мнению, несостоятельной геосинклинальной теории, с неменьшей убежденностью используют по отношению к раннему докембрию положения новой глобальной тектоники. Согласно этим новым представлениям, сейчас «в раннем докембрии выделены проявления геодинамических процессов, которые прослеживаются без заметных изменений в фанерозойский эон» [2, с. 8]. При этом авторы отмечают, что «в проявлениях геодинамики раннего докембрия наблюдаются заметные временные различия и признаки направленной эволюции» [2, с. 157], не выходящие, однако, за рамки известного ансамбля плитнотектонических геодинамических обстановок неогей.

Между тем, непредвзятое рассмотрение современного материала по раннедокембрийским комплексам щитов приводит к диаметрально противоположным выводам не только об их отличии от типовых геодинамических комплексов неогей, но и о коренных отличиях разновозрастных раннедокембрийских образований друг от друга, наиболее четко проявленных в последовательно сформированных стратигенных метаморфических комплексах.

По материалам многолетнего систематического геологического картирования щитов Северной Евразии в их пределах установлено пять главных типов стратигенных метаморфических комплексов, которые выделяются на разных щитах под местными названиями в качестве стратиграфических комплексов и серий: а) гранулит-гнейсовые, б) амфиболито-гнейсовые, в) зеленокаменные (метавулканогенные), г) железисто-кремнисто-сланцевые (джеспилитовые метавулканогенно-хемогенно-терригенные), д) гнейсо-сланцевые (метакарбонатно-терригенные). Эти комплексы хорошо различаются между собой по степени метаморфизма и породному составу, однако наиболее наглядно эти различия видны на геолого-формационном уровне (таблица).

Перечисленные комплексы, мощность которых в полных разрезах составляет от 7 км до 12-15 км, резко отличаются друг от друга формационным составом и с учетом элиминации метаморфизма не имеют аналогов среди известных формационных рядов неогей. Эти данные уже сами по себе свидетельствуют о различных и специфических для каждого комплекса геодинамических обстановках их формирования. Некоторое сходство с миогеосинклинальными, и то только по составу с учетом снятия метаморфизма, имеют гнейсо-сланцевые комплексы, которые отличаются от фанерозойских гомологов повсеместным метаморфизмом, структурной позицией и масштабами распространения.

Таблица

**Геолого-формационный состав
стратигенных метаморфических комплексов щитов**

Комплексы	Гранулитогнейсовые	Амфиболито-гнейсовые	Зелено-каменные	Железисто-кремнисто-сланцевые	Гнейсо-сланцевые
Геологические формации	- базито-гранулитовая - кинцитовая - эдербито-гнейсовая - лейкогранулитовая - высокоглиноземисто-кварцитовая - мрамор-кальцифировая - кондалитовая - глиноземисто-базитовая (эвлизитовая)	- гнейсово-кристаллосланцевая-амфиболитовая	- метадацит-андезит-толеитовая - коматиит-метатолеитовая - джеспилит-метатолеитовая - коматиитовая - метариолит-дацитовая	- метаконгломерат-сланцевая - метаандезит-диабазовая - кварц-порфир-кератофировая - джеспилит-кремнисто-сланцевая - черносланцевая - метаконгломератовая (метамолассовая)	- метапелитосланцевая (метааспидная) - метапсаммитосланцевая (метаграувакковая) - метапсаммитокarbonатно-сланцевая (метаизвестняковая) - метаконгломератовая (метамолассовая)

Характерной особенностью взаимоотношений раннедокембрийских комплексов щитов является отсутствие между ними нормальных стратиграфических контактов. Они либо отделены разломами, либо в местах предполагаемого первичного налегания повсеместно затусшеваны метаморфизмом и сопутствующими деформационными процессами. Приконтактные зоны обычно имеют вид структурно и метаморфически согласованных постепенных переходов, что препятствует однозначному установлению их возрастной последовательности и дает основание манипулировать изотопными датировками при обозначении их возраста. Тем не менее, в ходе планомерного геологического картирования относительная стратиграфическая последовательность комплексов устанавливается достаточно определенно, что и нашло в свое время отражение на Государственных геологических картах СССР масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000 Алдано-Станового (АСЩ) и Украинского (УЩ) щитов и в стратиграфических схемах, основанных на этих данных.

Согласно этим материалам, наиболее древними являются гранулитогнейсовые комплексы – алданский АСЩ, побужский УЩ, более молодыми – амфиболито-гнейсовые комплексы – становой и олекминский АСЩ, росинско-тикичская и аульская серии УЩ. Еще более высокое положение занимают зеленокаменные комплексы – олондинская серия или сахаборий АСЩ, конкская серия УЩ, лопийский комплекс Балтийского щита (БЩ) и следующие за ними железисто-кремнисто-сланцевые (метавулканогенно-хемогенно-терригенные) комплексы – криворожская серия УЩ, борсалинская серия АСЩ, карельский комплекс БЩ и гнейсо-сланцевые (метакарбонатно-терригенные) комплексы – удоканская серия АСЩ, тетеревская серия УЩ, ладожская серия БЩ.

В настоящее время на щитах установлено несколько структурно-формационных типов геоструктурных областей, которые ограничены крупными региональными разломами и чаще всего называются мегаблоками. Различаются гранулитовые, гранулит-диафоритовые, гранулит-амфиболитовые, гранитно-зеленокаменные и гранитно-гнейсосланцевые мегаблоки [3]. Главные стратометаморфические комплексы, кроме своего состава (таблица), отличаются также характером распределения в блоковой структуре щитов. Гранулитогнейсовые комплексы распространены во всех типах мегаблоков, амфиболито-

гнейсовые в большей части из них. Более молодые комплексы, напротив, связаны только с определенным типом мегаблоков: зеленокаменные и железисто-кремнисто-сланцевые приурочены к гранитно-зеленокаменным мегаблокам и иногда встречаются в гранулит-диафторитовых мегаблоках, а гнейсо-сланцевые известны только в гранитно-гнейсосланцевых мегаблоках.

На этом основании в раннедокембрийской истории щитов выделяется два крупных этапа геотектонического развития, или *геохроны*: а) *эогей* или этап неотчетливой догеоблоковой геотектонической дифференциации, следы которой по некоторым особенностям разрезов устанавливаются в гранулитогнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексах; б) *протогей* – этап отчетливой геоблоковой дифференциации, на котором обособилось три группы мегаблоков: гранитно-зеленокаменные, гнейсо-сланцевые и блоки устойчивого поднятия, сложенные дозеленокаменными комплексами. Для обозначения геотектонических условий эогей вполне подходит предложенный Л. И. Салопом [4] термин «пермобильный режим», для протогея в качестве общего термина можно использовать «геоблоковый режим» с выделением режимов отдельных мегаблоков, по аналогии с геосинклинальным, таких как а) *эмегаблоковый* для гранитно-зеленокаменных областей (мегаблоков), б) *миомегаблоковый* для гранитно-гнейсосланцевых областей (мегаблоков), в) режим устойчивого поднятия для других мегаблоков.

Различающиеся внутри геохронов типы стратометаморфических комплексов используются для выделения стадий геологического развития щитов, или *мегахронов*. Гранулитогнейсовые комплексы представляют *ранний эогей*, амфиболито-гнейсовые комплексы – *поздний эогей*. *Ранний протогей* представлен зеленокаменными комплексами, *поздний протогей* – железисто-кремнисто-сланцевыми и гнейсо-сланцевыми комплексами.

Подобные соотношения и структурное распределение комплексов в мегаблоках наблюдается на разных щитах и свидетельствует об их сходном раннедокембрийском развитии, одинаковых этапах и стадиях, зафиксированных в различающихся формационных комплексах. При этом, как показали наши предыдущие исследования [5, 6 и др.], особенности состава и степени метаморфизма комплексов могли быть обусловлены не столько тектоническими причинами, сколько общим медленным направленным охлаждением верхних оболочек Земли и связанной с этим последовательной сменой палеоклиматических и палеогеографических условий литогенеза и вулканизма. В частности предполагается, что исходные толщи раннеэогейских гранулитогнейсовых комплексов формировались в субэвральном состоянии на безгидросферной (афроподобной) стадии (температура поверхности от +500 до +200°C), позднеэогейских амфиболито-гнейсовых и раннепротогейских зеленокаменных комплексов – на термогидросферной стадии (азональный климат при температуре от +150 до +50°C), а позднепротогейских железисто-кремнисто-сланцевых и гнейсо-сланцевых комплексов – в условиях зонального климата нормальной гидросферы и круговорота воды [6].

Таким образом, современные данные дают возможность предполагать, что геодинамические (в широком смысле слова) обстановки образования раннедокембрийских стратометаморфических комплексов определялись с одной стороны изменяющимися во времени палеоклиматическими (палеогеографическими) условиями, которые оказали решающее влияние на формирование их исходного состава и степени метаморфизма [6], а с другой стороны – тектоническими факторами, которые обусловили особенности распространения и структурного положения комплексов и играли постепенно все возрастающую (от эогей к протогею) роль в формировании особенностей их состава. Большое сходство стратигенных комплексов на разных щитах делает их надежными индикаторами геодинамических обстановок, отличных от плитнотектонических, как по предполагаемым условиям, так и по конечному результату.

Если наши предположения верны и резкая смена исходного состава стратигенных комплексов действительно обусловлена появлением на рубеже раннего и позднего эогея первичной горячей гидросферы и ее последующим остыванием до появления климатической зональности и процесса круговорота воды на рубеже раннего и позднего протоегея [6], то возрастные границы мегахронов, обусловленные событиями глобального масштаба, должны считаться квазиизохронными. Первая из них может быть принята в качестве верхней границы раннего архея (более 3900 млн лет, предполагаемая подошва серии Исуа, а вторая как граница архея и протерозоя (около 2600 млн лет).

Смена амфиболито-гнейсовых комплексов зеленокаменными, которая произошла на термогидросферной стадии и связана с началом формирования геоблоковой структуры щитов, в частности с заложением гранитно-зеленокаменных областей, является тектонической по своей природе. Она знаменует собой переход от эогея к протоегею. Начало формирования геоблоковой структуры также, вероятно, связано с общим остыванием верхней части коры и приобретением ею способности к хрупким разрывным деформациям. Этот переход в разных регионах происходил асинхронно во временном диапазоне от 3500 млн лет до 2900 млн лет, о чем свидетельствуют древнейшие изотопные датировки зеленокаменных комплексов разных гранитно-зеленокаменных областей.

Литература

1. Хаин В. Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии - действительные и мнимые // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С 5-13. 2. Розен О. М., Щипанский А. А., Туркина О. М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М.: Научный мир, 2008. 184 с. 3. Кирилюк В. П. // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 203-207. 4. Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с. 5. Кирилюк В. П. // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. науч.-тематич. сб. Вып. 6. Свердловск: Изд УПИ, 1977. С. 40-47. 6. Кирилюк В. П. // Геология метаморфических комплексов. Вып. 17. Межвуз. тематич. сб. Екатеринбург: Уральский горный институт, 1991. С. 4-13.

СУПЕРВУЛКАН ЙЕЛЛОУСТОН – ОЖИДАЕМАЯ КАТАСТРОФА

В.Ю. Кирьянов

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
vladimir.kiryanov@intaari.com)

Гигантская вулканическая кальдера в Йеллоустонском национальном парке в США (штат Вайоминг), размерами около 55 км на 72 км, была определена в 1970-х годах геологическими исследованиями Боба Кристиансена из Геологической службы США. Разглядеть кальдеру таких размеров можно лишь со спутника. Современная кальдера была сформирована извержением 1000 км³ вулканической породы, произошедшим 640 000 лет назад. После того, как в научно-популярной программе канала ВВС было придумано слово супервулкан в 2005 году, эту кальдеру часто называют Йеллоустонским супервулканом. Йеллоустон, как и Гавайи, располагается над областью горячей точки, где горячая расплавленная порода мантии движется в сторону Земной поверхности. В настоящее время Йеллоустонская горячая точка перекрыта Йеллоустонским плато (рис.1). Наблюдаемое направление движения горячей точки - восток-северо-восток, при этом Северо-Американская плита движется в направлении запад-юго-запад над неподвижным «дном» горячей точки. Последние примерно 17 миллионов лет из Йеллоустонской горячей точки произошло более 140 извержений, формировавших кальдеру [1]. Как минимум около десятка таких извержений классифицируются как суперизвержения. Профессоры Роберт

Смит и Майкл Жданов из Университета Юты, проследив за распространением сейсмических волн от недавних мощных землетрясений, определили, что магматический очаг тянется на 240 км в одну сторону и почти на 700 км - в другую.



Рис. Внедрение базальтовой магмы в кислый магматический очаг под кальдерой Йеллоустон

За последние годы в кальдере Йеллоустонского супервулкана отмечена тектоническая активность. За период 1923-2011 годы уровень грунта по всей площади Национального парка, а это 3760 км² поднялся примерно на 80 см. Это значит, что вулкан активен и накопил за сотни тысяч лет колоссальную массу энергии, готовую вырваться наружу в любой момент.

Темпы накопления магмы в очаге и время следующего взрывного извержения супервулканов можно предсказывать по скорости изменения химического состава кристаллов в застывших породах. Группа европейских и сингапурских ученых под руководством Тимоти Друитта из университета Клермона (Франция) разработала методику предсказания извержений супервулканов, изучив геологическую историю катастрофы на греческом острове Санторин примерно 1500 лет до нашей эры. Ученые заметили, что микропримеси титана, магния и ряда других металлов распределены неравномерно внутри кристаллов, которые образовались внутри пород еще до извержения. Это связано с тем, что данные вещества распространяются по расплаву пород в магматической камере под вулканом при помощи диффузии - медленного движения атомов в жидкости из зон высокой концентрации в участки с низким содержанием. Как правило, инородные элементы проникают в толщу магмы очень медленно - к примеру, атомы магния преодолевают лишь 10 микрометров за год. Эта особенность позволяет определять время и место появления новой порции магмы в магматическом очаге, которая обычно и является причиной катастрофических извержений супервулканов. Используя эту методику для восстановления хода событий, приведших к извержению вулкана на острове Санторин, авторы поняли, что спящий вулкан превратился в часовую бомбу буквально за 100 лет. За это время в магматическую камеру вулкана поступило несколько новых порций горячего расплава, которые смешивались с более холодными массами местной магмы. Появление дополнительной массы в камере привело к тому, что вулкан буквально "раздулся" и, в конечном итоге, взорвался. Практически молниеносная по геологическим меркам "накачка"

и взрыв вулкана на острове Санторин показывают, что суперизвержение происходит тогда, когда магма поднимает вышележащий слой земной коры настолько, что могут образовываться вертикальные трещины, достигающие поверхности. По ним магма устремляется вверх, образуя непрерывную серию извержений. После частичного опустошения магматического очага кровля твердой скальной породы обрушивается в магматический очаг. Такое обрушение вызывает дополнительный выброс пирокластики. В случае суперизвержения в атмосферу на высоту до 30 км поднимутся кубические километры аэрозолей, вулканической пыли и пепла. Они перекроют доступ солнечной радиации, и температура на нашей планете существенно понизится. Похолодание продлится, как минимум, 4-5 лет. С лица планеты, в таком случае, исчезнут целые экосистемы.

Одно из последних извержений подобного масштаба произошло на Суматре (Индонезия) около 73 тыс. лет назад, когда взрыв супервулкана Тоба [2] сократил количество животных и население Земли примерно в 15 раз. По разным подсчётам, в результате извержения в атмосферу было выброшено до 10 миллиардов тонн серной кислоты или 6 миллиардов тонн диоксида серы. Это вызвало выпадение кислотных дождей. Погибло три четверти растительного мира Северного полушария [3]. Поскольку Йеллоустонский вулкан в прошлом извергался с определенной периодичностью: 2 миллиона лет назад, 1,3 миллиона лет назад и в последний раз 640 тысяч лет назад, то Геологическая Служба США ожидает его пробуждения не раньше чем через 20-40 тысяч лет. Но на основании новых данных компьютеры выдали неожиданный результат. Следующей катастрофы следует ждать в 2075 году. Однако через некоторое время выяснилось, что события развиваются гораздо быстрее. Результат пришлось скорректировать ещё раз. По одному из сценариев извержение ожидается до 2016 года. До сих пор вменяемого решения проблемы супервулканов не существует...

Литература 1. Савино Д., Джонс М. Супервулкан. Катастрофа, изменившая мир. М. РИПОЛ Классик, 2009, 315 с. 2. Кирьянов В.Ю. Современный вулканизм влияет на погоду, а не на климат Земли. Сборник материалов шестой международной научной конференции "Вулканизм, биосфера и экологические проблемы" Майкоп-Туапсе, 2011. с. 232-234. 3. Britt R. Supervolcano Will challenge Civilization. Geologists Warn, Live Science , 2010

РИФЕЙСКИЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И СВЯЗАННОЕ С НИМ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Е.В.Кислов

(Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru)

Основными промышленными источниками Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ) остаются архейские коматиитовые месторождения Австралии и Канады, раннепротерозойские норитовый массив Садбери и пикродолеритовые тела Печенги, пермо-триасовые пикродолеритовые массивы Норильск-Талнахского района, латеритные коры выветривания Австралии, Индонезии, Новой Каледонии и других стран. Архейские и раннепротерозойские дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы Бушвельд, Стиллуотер, Великая дайка – основные источники малосульфидных руд ЭПГ. Небольшой вклад в добычу дают месторождения пятиэлементной формации (Ni) и россыпи (ЭПГ). В последнее время месторождения сульфидных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных ЭПГ руд обнаружены в ряде рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов, входящих в состав вулcano-плутонических ассоциаций континентальных рифтогенных структур, что позволило выделить рифейскую ЭПГ-Cu-Ni металлогеническую эпоху наряду с выделяемыми ранее архейской, раннепротерозойской и пермско-триасовой.

Архейские сульфидные Cu-Ni месторождения генетически связаны с коматиитовыми покровами зеленокаменных поясов. Раннепротерозойская металлогеническая эпоха характеризуется развитием интрузивного ультрамафит-мафитового магматизма и заметным спадом ультраосновного вулканизма. В это время формировался комплекс расслоенных интрузивов докембрийских щитов гарцбургит-бронзитит-анортозит-норитовой формации. На рубеже раннего и позднего протерозоя после лапландской коллизии произошло резкое изменение характера магматизма. Исчезли магматические формации анортозитовая и гранитов рапакиви; зеленокаменные пояса с широко проявленным коматиитовым вулканизмом сменяются преимущественным развитием офиолитовых серий. Смена состава родоначальных магм Ni-носных плутоногенных формаций с коматиитового на толеитовый, характерный для рифейских никеленосных интрузивов. В координатах «железистость-титанистость» все раннепротерозойские комплексы попадают в поле бонинитов, а рифейские – толеитов. Большинство рифейских Ni-носных интрузивов относится к дунит-троктолит-габбровой формации.

Ранее считалось [1], что столь радикальное изменение состава никеленосных комплексов привело к их низкой продуктивности в отношении сульфидного оруденения. Но исследования последнего времени свидетельствуют об обратном. Ряд таких интрузивов несет как сульфидное ЭПГ-Cu-Ni, так и малосульфидное ЭПГ оруденение, например, Йоко-Довыренский массив в Северном Прибайкалье.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый плутон залегает в рифейских карбонатно-терригенных отложениях осевой части Сыннырской рифтогенной структуры. Сформирован $728 \pm 3,4$ млн. лет назад [2]. Пространственная, вещественная и возрастная близость позволили объединить Йоко-Довыренский массив и базальты Сыннырской рифтогенной структуры в единую вулканно-плутоническую ассоциацию. Сульфидное ЭПГ-Cu-Ni (с повышенным содержанием Co) оруденение массива разведывалось в начале 60-х годов XX в. Наиболее богатая минерализация сконцентрирована в нижней контактовой зоне, несущей явные признаки контаминации. Малосульфидное оруденение ЭПГ обнаружено в последние годы и зафиксировано в горизонтах («рифак»), характеризующихся максимальной петрографической и минералогической неоднородностью, на границах крупных составных частей расслоенной серии. Возраст, геодинамическое положение, контактовые процессы и металлогеническая специализация объединяют Йоко-Довыренский массив с другими расслоенными интрузивными комплексами. Их сравнение приведено в следующей последовательности: название интрузива, возраст; геодинамическое положение; типы пород; признаки контактового взаимодействия; оруденение; ссылки.

Сыннырская рифтогенная структура (Олокитский прогиб): Йоко-Довыренский - $728 \pm 3,4$ млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; дунит, троктолит, габбро; ксенолиты скарнов, контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ. Малоизученные ультраосновные тела с сульфидным Cu-Ni оруденением и признаками коровой контаминации, самое крупное – Авкитский массив [2-5]. Возможно, в эту магматическую провинцию входят также интрузивы Присаянья: Кингаш и другие.

Рифтогенная структура Мидконтинент (магматизм Кивинован): Дулут (Миннесота, США) - 1120 млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; троктолит, анортозит; ксенолиты роговиков, контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ, ильменит-титаномагнетитовое. Интрузивы озера Верхнее (Онтарио, Канада): Кристалл лэйк (месторождение Грэйт Лэйкс Никел) - континентальный рифт; перидотит, норит, анортозит; ксенолиты роговиков; малосульфидное ЭПГ [6]; Джодье лэйк (Макрае) - 1108 млн. лет; континентальный рифт; троктолит, габбро; малосульфидное ЭПГ;

Ту дак лэйк (Маратон) - континентальный рифт; габбро; ксенолиты эффузивов и габбро, контаминация; малосульфидное ЭПГ [7].

Маскокс (Нунавут, Канада) - 1270 млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; дунит, перидотит, пироксенит, габбро; контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ [8].

Войсис Бэй (Лабрадор, Канада) - 1333 млн. лет; троктолит, анортозит; ксенолиты гнейсов, контаминация; сульфидное Cu-Ni [6]. Базальты, предположительно комагматичные Дулуту (Кивино), Маскоксу (Коппермайн ривер) и Войсис Бэю (Силл лэйк), несут оруденение самородной меди.

Джинчуан (Ганьсу, Китай) - 832 млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; перидотит; скарны, контаминация; сульфидное Cu-Ni [9].

Пояс интрузивов Кабанга - Мусонгати (Западная Танзания – Бурунди) – 1400 млн. лет; континентальный рифт; перидотит, оливиновое габбро, анортозит, габбронорит; контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ, никель-латеритное, V-содержащее ильменит-титаномagnetитовое [10].

Обращает на себя внимание сходство металлогенической специализации рифейских ультрамафит-мафитовых комплексов в составе континентальных рифтогенных структур. Так, для массивов Йоко-Довыренского, Дулут и Маскокс, пояса Кабанга-Мусонгати характерны как сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды, так и малосульфидное оруденение ЭПГ. Для интрузивов Войсис Бэй и Джинчуан свойственны только богатые сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды. Это может быть вызвано особенностью кинетики заполнения интрузивной камеры, приведшей к резкому осаждению всего потенциального оруденения. Другой причиной может быть недостаточная изученность в случае Войсис Бэй и отсутствие расслоенной серии из-за эрозии в случае Джинчуан. Для интрузивов оз. Верхнее характерно только малосульфидное оруденение ЭПГ, что соответствует их формированию из небольших порций магмы, претерпевшей фракционирование в промежуточной камере, где и закристаллизовался основной ее объем. В некоторых случаях в габброидных дифференциатах отмечается ильменит-титаномagnetитовое оруденение (Дулут, Кабанга-Мусонгати). Латеритное оруденение характерно для слабо эродированного интрузива Мусонгати, расположенного в экваториальной области.

Анализ геодинамического положения и состава рудоносных рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов позволяет сделать следующие выводы. Рифейская ЭПГ-Cu-Ni металлогеническая эпоха характеризуется толеитовым составом родоначальной магмы рудоносных интрузивов. Большинство их относится к дунит-троктолит-габбровой формации и входит в состав вулканно-плутонических ассоциаций. Формирование рудоносных интрузивов связано с активностью мантийных плюмов в зонах континентального рифтогенеза. Рифт обеспечивал крупным объемам продуктивной магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенный сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийных плюмов сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования руды. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюмов кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в подводящих каналах и гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, рыхлыми карбонатными и терригенными осадками. Контактное взаимодействие с вмещающей толщей сыграло решающую роль в локализации сульфидного Cu-Ni оруденения. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO₂ и органическим веществом, что определило сложный состав магматического флюида. Флюидно-магматическое

взаимодействие оказывало значительное влияние на процессы петро- и рудогенеза. Обогащенные хлором восстановленные флюиды экстрагировали, переносили и накапливали ЭПГ, Си и другие компоненты, что приводило к формированию малосульфидной ЭПГ минерализации.

Работа выполнена при поддержке проекта МПГК № 592 "Образование континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пацифики".

Литература

1. Горбунов Г.И., Генкин А.Д., Дистлер В.В. // Металлогения и рудные месторождения. Доклады 27 Международного геологического конгресса. Т. 12. Секция С12. М., 1984. С. 184-195.
2. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия, в печати.
3. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
4. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данишевский Л.В. и др. // Геохимия. 2009. № 5. С. 451-480.
5. Кислов Е.В. // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. С. 24-27.
6. Нальдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
7. Barrie, C.T., MacTavish A.D., Walford P.C. et al. // Cabri L.J. (Ed.) Can. Inst. Min. Metall. Petrol. Spec. The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements, 2002. V. 54. P. 321-337.
8. Barnes S.-J., Zientek M.L., Seversen M.J. // Canadian Journal of Earth Sciences, 1997. V. 34, № 4. P. 337-351.
9. Кислов Е.В. // Минералогия Северо-Восточной Азии. Улан-Удэ: ИД «Экос», 2011. С. 71-74.
10. Maier W.D., Barnes S.-J., Ripley E.M. // Reviews in Economic Geology. 2011. V. 17. P. 217-234.

ЭКЛОГИТЫ МАКСЮТОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА: ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ.

С.Г.Ковалев, Е.А.Тимофеева

(Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, kovalev@ufaras.ru)

Геология и петрология максютовского (ММК) эклогит-глаукофансланцевого метаморфического комплекса изучены хорошо, но в то же время генетическая природа протолитов эклогитов остается остродискуссионной проблемой. В настоящее время их формирование различными исследователями объясняется изофациальным метаморфизмом магматических протолитов и вмещающих их осадочных или вулканогенно-осадочных толщ, тектоническим внедрением мантийных эклогитов или непосредственной кристаллизацией эклогитов из магматических расплавов в условиях высоких давлений.

Эклогиты представляют собой наиболее глубоко метаморфизованные разности ортопород ММК с типоморфной минеральной ассоциацией: гранат пиральспитового ряда, пироксен (омфацит), рутил. Неизменные разновидности их отличаются простым и постоянным минеральным составом, среди которых выделяются различные разновидности.

Эклогиты, амфиболовые и амфиболизированные разновидности – породы гранонематопорфиобластовой, порфиронематобластовой с элементами гипидиоморфнозернистой структуры и массивной, сланцеватой и очково-сланцеватой текстуры. Минеральный состав включает (в об. %): гранат (15-30%), омфацит (25-40%), амфибол-I (10-15%), амфибол-II (5-10%), кварц (1-5%), мусковит (от 2-3% до 5-10%); эпидот (2-5%), рутил (2-3%), апатит (5%), хлорит (1-2%).

Гранат представлен кристаллами с различной степенью идиоморфизма. Его химический состав переменчив (SiO_2 –39,32-40,66; TiO_2 –0,25-2,1; Al_2O_3 –20,37-22,72; Fe_2O_3 –1,97-8,05; FeO –15,68-23,89; MnO –0,29-4,6; MgO –1,07-4,85; CaO –7,76-15,0; Na_2O –0,03; K_2O –0,05; п.п.п.–0,20-0,62; вес. %), а модельный соответствует гроссуляр-альмандину с переменными количествами пиропового и андрадитового миналов (альмандин–37,9-62,9%;

гроссулар–21,6-37,52%; пироп–4,65-18,7%; спессартин–0,6-11,38%; андрадит–5,6-21,2%). Омфацит представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического габитуса. Его химический состав относительно постоянен (SiO_2 –54,61-56,40; TiO_2 –0,10-0,40; Al_2O_3 –10,40-13,36; Fe_2O_3 –1,42-5,72; FeO –2,14-2,81; MnO –0,03-0,27; MgO –6,85-7,91; CaO –10,69-11,81; Na_2O –6,56-7,58; K_2O –0,09; п.п.п.– 0,47-0,64; вес. %), а в модельном преобладает жадеитовый и диопсидовый миналы при переменном количестве эгиринового (жадеит–31,53-46,76%; эгирин–3,87-15,77%; чермакит–4,12-6,68%; геденбергит–6,46-9,61%; диопсид–27,88-33,74%; энстатит–5,39-8,80%). Амфибол по периферии превращается в амфибол II – глаукофан, который замещается кросситом и далее сине-зеленой интенсивно окрашенной роговой обманкой. Кроме того, в породах широко развит мусковит.

Графитовые эклогиты, описанные А.А.Алексеевым [1] и нами [2], представляют собой мелко-среднезернистые породы с розовым гранатом и редкими шлировидными обособлениями зеленого омфацита. Для них характерны порфиронематобластовая и пойкилобластовая структуры и массивная с элементами шлирово-такситовой текстура. Пороодообразующие минералы: гранат (10-20%), омфацит (60-70%), графит (14-18%); акцессорные: кварц (редко), апатит (0,5%) и сфен (1,5%).

Гранат (SiO_2 –35,8; TiO_2 –0,19; Al_2O_3 –19,12; Fe_2O_3 –3,0; FeO –21,9; MnO –1,78; MgO –2,95; CaO –9,7; Na_2O –0,06; K_2O –0,02; C –4,7; п.п.п.–0,3; вес. %) образует идиоморфные кристаллы часто с включениями графита, омфацита и кварца. В его нормативно-количественном составе преобладает альмандин. Омфацит представлен двумя разновидностями: омфацит-I (SiO_2 –47,4; TiO_2 –1,38; Al_2O_3 –10,77; Fe_2O_3 –2,39; FeO –3,74; MnO –0,12; MgO –5,6; CaO –10,21; Na_2O –5,17; K_2O –0,08; C –11,7; п.п.п.–1,04; вес. %) составляет основную массу породы; омфацит-II (SiO_2 –51,1; TiO_2 –1,19; Al_2O_3 –12,05; Fe_2O_3 –3,52; FeO –4,37; MnO –0,18; MgO –5,3; CaO –11,8; Na_2O –5,65; K_2O –0,1; C –4,74; п.п.п.–0,2; вес. %) присутствует в виде разно ориентированных прожилково-шлировидных обособлений. Содержания жадеитового компонента в омфаците-I и II близки к 34%, при этом в омфаците-II несколько больше эгиринового и геденбергитового миналов. Графит в виде мелких (0,01-0,05 мм) включений присутствует в гранате и омфаците, в более крупных скоплениях (до 0,5-1,5 мм) сгусткообразной формы, расположен между кристаллами породообразующих минералов. Химическое определение содержания углерода в породах варьирует в пределах 15-17 вес. %. Из вторичных минералов в графитовых эклогитах присутствуют кислый плагиоклаз, карбонат и мусковит.

Особый интерес представляет обнаруженное А.А.Алексеевым расслоенное тело, метаморфизованное в условиях эклогитовой фации, верхний горизонт которого представлен глаукофанизированными эклогитами (горизонт основных пород), а нижний – тальк-амфиболовыми сланцами (ультраосновной горизонт). Эклогиты представлены породами от массивной до грубосланцеватой текстуры с порфиробластической структурой. В порфиробластах присутствует гранат, близкий по составу к альмандину. Его количество в породе составляет 20-40%, кристаллы имеют форму ромбододекаэдра. Основная ткань породы с гранобластической или нематобластической структурой сложена зеленоватым омфацитом. Кроме того, в переменных количествах в породах встречаются глаукофан, эпидот, мусковит, хлорит, актинолит, рутил.

Тальк-амфиболовые сланцы представляют собой породы нематобластовой структуры сланцеватой текстуры. Минеральный состав включает тальк, амфибол, хлорит и кварц. Тальк образует чешуйчатые выделения и «спутано-волокнистые» массы. Амфибол представлен удлиненно-призматическими, хорошо ограниченными кристаллами (тремолит, антофиллит). Хлорит (клинохлор) встречается в удлиненных чешуйках с аномальными коричневато-серыми цветами интерференции.

Для выяснения формационной природы протолитов было проведено геохимическое изучение эклогитов и сравнительный анализ их с венд-раннепалеозойскими магматическими породами Южного Урала и рифейскими породами Башкирского мегантиклинория, для того, чтобы оценить возможность присутствия последних среди протолитов, субдуцированных совместно с фрагментами континентальной коры. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 1) большая часть точек эклогитов и венд-раннепалеозойских пород располагается в области между эталонными составами базальтов N-MORB и E-MORB обстановок, в то время как точки составов рифейских магматических пород Башкирского мегантиклинория тяготеют к области, характеризующей базальты внутриплитных обстановок. При этом, породы расслоенного тела также располагаются в границах поля базальтов N-MORB и E-MORB обстановок, в то время как графитовые эклогиты занимают несколько обособленное положение, что может свидетельствовать об иной формационной принадлежности их протолита.

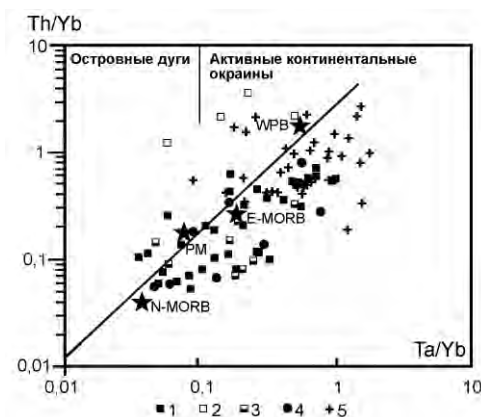


Рис. 1. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb для рифейских магматических пород Башкирского мегантиклинория, венд-раннепалеозойских магматических пород и эклогитов максютовского комплекса.

1 – эклогиты; 2 – графитовые эклогиты; 3 – эклогиты и тальк-амфиболовые породы расслоенного тела; 4 – венд-раннепалеозойские магматические породы нерасчлененные; 5 – рифейские магматические породы Башкирского мегантиклинория нерасчлененные.

Формирование высокобарического максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса в зоне взаимодействия двух тектонических плит в настоящее время ни у кого не вызывает сомнений. Принципиальным следует считать то, что погружающиеся слои были представлены фрагментами океанической коры, причлененной к континенту и континентальными архей-протерозойскими образованиями фундамента востока Восточно-Европейской платформы. В результате субдукции они оказались пространственно совмещенными с вышележащим мантийным клином, где произошло тектоническое внедрение пород океанической коры в формирующиеся образования максютовского комплекса.

Многочисленные оценки термобарических параметров ретроградного метаморфизма пород ММК при его эксгумации и определение возрастных интервалов этого процесса позволили выделить этапность метаморфического события. В частности, Н.Л.Добрецов [4] выделяет не менее четырех этапов деформации и метаморфизма (440, 400, 370, 340-330, 300(?) млн. лет). Д.Брауном с соавторами установлено, что на регрессивной стадии выделяются три временных интервала: 378 ± 6 , 360 ± 8 и 300 ± 25 млн. лет [3]. Б. Бостик с

коллегами выделяют четыре временных этапа (390, 355, 335, 315-300 млн. лет) [5]. Причем, как видно из диаграммы (рис. 2) максимальный разброс возрастных датировок соответствует интервалу 360-335 млн. лет.

Нами были рассчитаны термодинамические параметры для минеральных парагенезисов (гранат-омфациит; гранат-амфибол) эклогитов, результаты которых нанесены на диаграмму (см. рис. 2). Рассчитанные точки укладываются на регрессивной кривой в промежутке между 378 ± 6 и 360 ± 8 млн. лет по [3], образуя непрерывный ряд с данными Б.Бостика, рассчитанными по парагенезису гранат-омфациит-фенгит [5]. Анализ полученного материала свидетельствует, что процесс ретроградного метаморфизма при эксгумации максютовского комплекса во временном интервале $\approx 380 - \approx 335$ млн. лет, вероятнее всего, был непрерывным с плавным понижением температуры и давления. Выделяемые дискретные временные интервалы, основанные на возрастных датировках (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar методами), по нашему мнению, свидетельствуют о закрытии изотопных систем при относительно медленном син-декомпрессионном охлаждении субстрата.

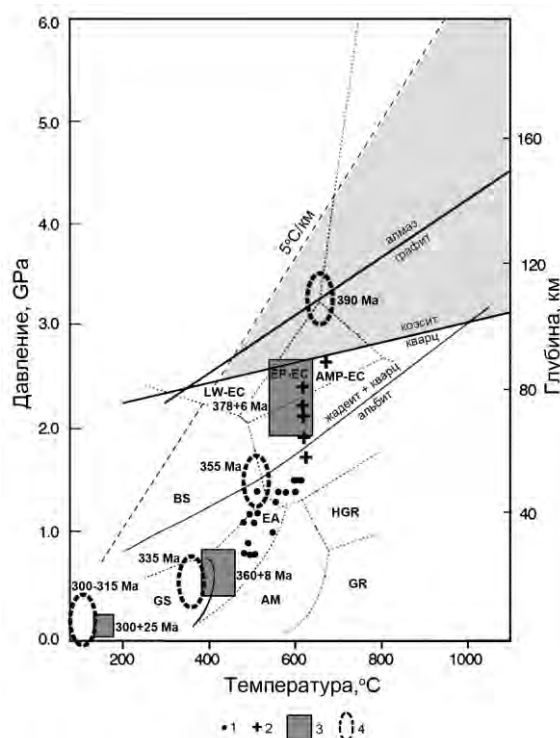


Рис. 2. P–T диаграмма для пород максютовского комплекса по [5], с дополнениями.

1 – авторские материалы; 2 – данные Б.Бостика, рассчитанные по парагенезису гранат-омфациит-фенгит [5]; 3 – временные интервалы по [6]; 4 – временные интервалы по [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки (Госконтракт № 14.740.11.0189.14).

Литература

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. // ДАН, 2000, т. 372, № 1. С. 86-88. 2. Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О., Ковалев С.С. // Геологический сборник № 9. Информ. мат-лы / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО

«ДизайнПолиграфСервис», 2011. С. 236-245. 3. Brown D., Spadea P., Puchkov V., Alvarez-Marron J., Herrington R., Willner A.P., Hetzel R., Gorozhanina Y., Juhlin C. / Earth-Science Reviews, 79, 2006. P. 261–287. 4. Добрецов Н.Л. // Петрология, т. 8, № 5, 2000. С. 451-476. 5. Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G., Chen C., Leech M.L., Beane R.J. // Amer. Mineralogist, 2003, v.88. P.1709-1717. 6. Hetzel R., Romer R. // Geol. J., 2000. v. 35. P. 327-344.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ПОРОД ЭКЗОКОНТАКТА ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРООСНОВНОГО КЛОМПЛЕКСА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Е. Н. Козлов¹, Е. Н. Фомина²

(¹Мурманский государственный технический университет, Апатиты, gumba_piter@inbox.ru;

²Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты)

Озерная Варака наряду с массивами Африканда и Лесная Варака входит Хабозерскую группу интрузий, приуроченную к зоне сочленения Беломорского мегаблока и Имандра-Варзугского пояса карелид (юг Кольского полуострова). Массив Озерная Варака характеризуется многофазным строением, которое определяется последовательным внедрением щелочных ультрамафитов – фойдолитов – карбонатитов [1,2]. Полнопроявленные метасоматиты слагают узкие зоны, шириной первые десятки метров вблизи интрузии и первые метры около тел жильных карбонатитов, а также развиваются вдоль разрывных нарушений. В западной части массива контакт интрузии был вскрыт поисковой канавой. В пределах экзоконтакта присутствует три типа метасоматических пород: фенитизированные гнейсы, апогнейсовые пироксен-полевошпатовые фениты и волластонит-пироксеновые породы.

При переходе от фенитизированных гнейсов к пироксен-полевошпатовым фенитам происходят плавное увеличение содержания Na и Al, сопряжённое со слабой десиликацией пород, отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} резко возрастает, в дальнейшем монотонно снижаясь по направлению к интрузиву, что не характерно для типичных зон фенитизации [3]. В волластонит-пироксеновых породах наблюдается минимальное содержание щелочей и Al и меньшее чем в фенитах содержание Si при накоплении оснований, что позволяет их считать базификатами, сформировавшимися в результате кальций-магнезиального, а не щелочного метасоматоза.

Выборку химических составов пироксенов после процедуры нормализации исследовали методом кластерного анализа с последующим объединением групп [4,5]. При расчетах не учитывались K_2O , V_2O_5 и ZrO_2 , для которых из-за низких содержаний погрешности определений максимальны. При выбранном уровне значимости $\alpha = 0.05$ было выявлено пять однородных групп пироксенов (рис.), занимающих вполне определенное положение в различных типах пород и структуре зерен.

При исследовании закономерностей изменения составов пироксенов было выявлено два тренда: ранний диопсид-эгириновый (T_1) и поздний геденбергит-эгириновый (T_2). Первый тренд характерен для т.н. ийолитового типа фенитизации, второй – для карбонатитового [3,6]. Изменение по направлению от интрузии состава пироксенов I и II групп от диопсида к геденбергиту, а также различия в содержании Mg и Fe^{2+} во внутренних и внешних зонах пироксенов II группы (1 на рис.) может свидетельствовать о постепенном падении активности Mg и росте активности Fe^{2+} во флюиде в зоне фенитизированных гнейсов, на фоне постоянной высокой активности кальция. Сходными особенностями поведения Mg и Fe^{2+} при более низкой активности Ca характеризуется эволюция флюида, под воздействием которого сформировались пироксены группы IV (2 на рис.). Присутствие в зернах пироксена из волластонит-пироксеновых пород трендов изменения составов, отвечающих замещению акмитовой молекулы геденбергитовой при постоянной активности

Mg (3 на рис.), вероятно, связано с воздействием флюида, спровоцировавшего *Ca-Mg* метасоматоз в приконтактной части интрузива. Возможно, разница в составах пироксенов IV и V групп также связана с нейтрализацией щелочного флюида, поступавшего из карбонатитового источника, остаточным флюидом из порового пространства, равновесным с *Ca-Mg* метасоматитами.

В экзоконтакте вблизи интрузии резко возрастают содержания высокозарядных и редкоземельных элементов. Главными минералами-концентраторами *REE* и *HFSE* в изученных образцах являются титанит и апатит. В зернах апатита наблюдается 2 зоны. Во внешней несколько увеличивается содержание SiO_2 и SrO , а содержание $LREE_2O_3$ возрастает с 0-0.9 до 1.6-3.8 мас. %. «Метасоматический» титанит, образует идиоморфные кристаллы, содержащие зерна пироксена I группы, и пойкилитово включается в зерна апатита и пироксена IV группы. Состав титанита характеризуется присутствием Sr и Na, пониженным отношением Al/Fe^{3+} при увеличении содержания *Nb* и *Ta* от центра зерна к краю.

Таким образом, на породы, сформировавшиеся в результате инфильтрации «фюидолитового» флюида, оказал воздействие значительно менее щелочной флюид, характеризующийся высокой активностью *Ca*, богатый CO_2 , *F*, *P*. При этом из зоны контакта выносятся щелочи, *Al*, *Si*, и переотлагаются на некотором удалении от интрузии, фиксируясь альбитизацией. В результате внедрения карбонатитов формируется самая поздняя минерализация магматического этапа, несущая редкоземельную нагрузку.

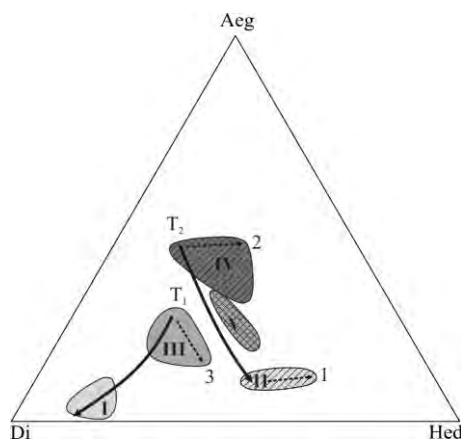


Рис. Изменение составов пироксенов.

Закрашенные поля ограничивают области распределения фигуративных точек составов однородных групп, римская цифра соответствует номеру группы. Стрелки – тренды изменения составов (полные (T_1 и T_2) – между группами, пунктирные (1, 2 и 3) – от центра зерна к краю)

Литература

1. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
2. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
3. Метасоматизм и метасоматические породы. Колл. авторов. Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492с.
4. Родионов Д.А., Коган Р.И., Голубева В.А. и др. Справочник по математическим методам в геологии. М.: Недра, 1987. 335 с.
5. Мартынов Е.В. Математические методы моделирования параметров геологических процессов и явлений: учеб. пособие для студентов направления 130100 «Геология и разведка полезных ископаемых». Мурманск : изд-во МГТУ, 2011. 136 с.
6. Morogan V. // Terra Nova. 1994. Vol.6, №2. P.166-176.

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Н.Е. Козлов¹, Е.В. Мартынов²

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты, kozlovne@afngtu.apatity.ru; ²Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, mart@geoksc.apatity.ru

Введение. Геология докембрия имеет свои особые черты, связанные со специфичностью этого периода. Иными была атмосфера, состав и строение земных оболочек, объемы и распределение континентальных и океанических масс, температура, давление и т.д. Важно также то, что в кристаллических щитах сегодня обнажены разноглубинные срезы расслоенной литосферы. Ее отдельные элементы могли даже не проходить полных геологических циклов, включая экзогенные процессы эрозии и осадконакопления.

Исследованиями в направлении реконструкции протоприроды и условий формирования протолитов древнейших комплексов занимались многие авторы, среди которых можно назвать Н.А. Домарацкого, В.А. Макрыгину, А.Н. Неелова, О.М. Розена, А.В. Сидоренко, В.И. Фельдмана, Х. Роша, А. Симонена, и многих других. Эти вопросы на протяжении более 50 лет изучаются и в Геологическом институте КНЦ РАН А.А. Предовским и его коллегами, в том числе авторами настоящей работы. Накопленные начиная с середины прошлого столетия прецизионные геохимические и изотопно-геохимические данные позволили на примере фанерозойских комплексов разработать критерии для соотнесения геохимических характеристик пород с геодинамическими обстановками их образования [1,2 и др.], что часто используется при исследовании раннедокембрийских объектов и известно как принцип актуализма. Однако материалы ряда исследователей, в том числе и авторов данной работы [3,4], позволяют предполагать, что процессы эволюции мантии Земли не могут быть описаны системой линейных функций, а, следовательно, принцип актуализма в полной мере нельзя применять к большинству геодинамических обстановок раннего докембрия. Это относится и к реконструкциям первичной природы породных ассоциаций, и к поиску аналогов фанерозойских геодинамических режимов в раннем докембрии.

Ситуация осложняется геохимической эволюцией Земли и тем, что приходится изучать глубоко метаморфизованные, сложно деформированные образования, в ряде случаев утратившие первичные вещественно-структурные признаки. Кроме того, следует иметь в виду и возможно несколько иной характер проявления в архее метаморфических преобразований. Изложенное определяет, что при проведении параллелей между докембрийскими и фанерозойскими породными ассоциациями, генетически связанными с определенными режимами, целесообразно исходить из предположения о специфичности докембрийского периода развития планеты, с одной стороны, и некоторой общности в характере реализации геодинамических обстановок на всем протяжении геологической истории, с другой. Данный подход был сформулирован ранее [3] как положение о гомологичных рядах геодинамических режимов. Настоящая работа является развитием данного направления.

Обсуждение результатов. При разработке методик, позволяющих моделировать условия формирования и эволюции докембрийских комплексов значительный интерес представляют теоретические данные, количественно описывающие химическую эволюцию мантии [5]. По существу сопоставление состава древнейших породных ассоциаций с фанерозойскими гомологами, будь то восстановление их протоприроды или реконструкция геодинамических обстановок формирования их протолитов, сводится к процедуре учета

«смещения» состава этих образований относительно фанерозойских эталонов и поиск эталона, максимально сходного с исследуемым объектом, с учетом возможной эволюции вещества мантии. Для решения этой задачи был использован усовершенствованный математический аппарат, развивающий ранее разработанные методики [6,7].

Задачу реконструкции можно формализовать, т.е. описать с помощью следующей математической модели. Имеется исследуемый объект

$$X = \{x_i\}_{i=1}^n$$

(x_i - r -мерный вектор) и система эталонов для описания различных геодинамических обстановок $\{V_j\}_{j=1}^m$. Структура каждого из эталонов (совокупностей наблюдений, представленных r -мерными векторами) V_k может быть описана следующим образом:

$$V_k = \bigcup_{t=1}^r g_t,$$

где g_t – однородная группа при выбранном уровне значимости α .

В данной постановке задачи ключевую роль имеет выбор критерия однородности группы. В качестве такового выберем следующий критерий. А именно, будем считать группу g_t однородной, если для любого разбиения $g_t = \{\{f_{ts}\}\}_{s=1}^q$, при выбранном уровне значимости α , выполняется статистическая гипотеза:

$$H_0: \mu_{t1} = \mu_{t2} = \dots = \mu_{tq} \text{ при альтернативе } H_1: \mu_{tu} \neq \mu_{tv}$$

хотя бы для одной пары (u, v) , где $u \neq v$.

Для выбора аналога объекту X из системы эталонов $\{V_j\}_{j=1}^m$ необходимо ввести разумную меру близости эталона к объекту. Для этого сначала определим расстояние от элемента объекта x_i до эталона V_k следующим образом:

$$\rho(x_i, V_k) = \min_t \rho(x_i, co(g_t)),$$

где $co(g_t)$ - выпуклая оболочка g_t .

Выбор аналога осуществляется на основе выполнения условия

$$M\rho(x_i, V_k) = \min_j M\rho(x_i, V_j).$$

При этом при выбранном уровне значимости α должна приниматься гипотеза

$$M\rho(x_i, V_k) \neq M\rho(x_i, V_r) \quad \forall r \neq k.$$

Положение исследуемого объекта относительно фанерозойского эталона можно описать как

$$X^* = \{x_i + \beta * v\},$$

где v – вектор «смещения» химического состава мантии и β – некоторый коэффициент. Использование коэффициента β необходимо в связи с тем фактом, что химический состав магмы конкретного объекта отличается от теоретически вычисленного среднего для Земли.

Предложенный подход был проверен на примере реконструкции геодинамического режима формирования Северо-Печенгской структуры, для metabазальтов которой ранее многими исследователями, в том числе и нами [7] было показано существенное сходство с базальтами рифтов. Действительно, при введении «поправки на химическую эволюцию мантии» достоверность такой интерпретации статистически значимо повышается - при выбранном уровне значимости $\varepsilon=0.05$ коэффициент близости к фанерозойскому эталону

значимо изменяется от 2.21 до 2.18, т.е. уменьшаясь на 1.35% (заметим, что чем меньше значение этого коэффициента, тем больше сходство докембрийского объекта с эталоном).

Данная методика была также применена при исследовании гранулитовых поясов Евразии, для которых ранее [3] было показано сходство с островодужными породными ассоциациями. Здесь при введении вышеназванной поправки достоверность реконструкций также статистически значимо повышается. При этом если для комплексов, имеющих возраст формирования протолита порядка 3.0 млрд. лет и меньше, такое улучшение менее значительно, хотя и значимо (при выбранном уровне значимости $\varepsilon=0.05$), то для более древних учет «поправки на химическую эволюцию мантии» изменяет этот коэффициент существенно. Например, для гранулитов Ольхона (Прибайкалье) значение коэффициента близости меняется от 2.14 до 2.11, т.е. уменьшается на 1.4%, для лапландских гранулитов (Кольский полуостров) - от 2.67 до 2.62, снижаясь на 1.87%, в то время как для более древних гранулитов Южной Индии он меняется от 3.15 до 2.6, т.е. уменьшается на 17.46%, а для гранулитов Побужья (Украина) – от 2.55 до 2.03, изменяясь на 20.39%. Этот факт хорошо коррелируется со сделанным нами ранее выводом [4], что к рубежу 3.0 млрд. лет породы приобретают облик, близкий к современному, а, следовательно, «поправка на химическую эволюцию мантии» не должна серьезно влиять на итог реконструкций.

Необходимо подчеркнуть, что полученные результаты авторы рассматривают как предварительные. Особенно это относится к поиску оценки коэффициента β .

Литература

1. Bhatia M.R. // J.Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
2. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tende A.G. // J. Petrol. 1984. V.25. № 4. P. 956-998.
3. Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокотемпературных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов). Автореферат докторск. дисс., СПб., ИГГД, 1995, 36с.
4. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Иванов А.А. // Геохимия, №6, 1999, с.582-588.
5. Сорохтин О.Г., Чилингар Г.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований; НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика» 2010, 751 с.
6. Мартынов Е.В. Реконструкция обстановок формирования протолитов метаморфических комплексов докембрия на основе статистического моделирования их характеристик по петрогеохимическим данным. Авторефер. дисс. канд. геол.-мин. наук, СПб.: ИГГД, 1997, 21 с.
7. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Мартынов Е.В., Предовский А.А. // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т.3 Новые идеи и подходы к изучению геологических образований/ под ред. Ф.П.Митрофанова. Мурманск, изд. МУП «Полиграф», 2002, с.96-110.

ВЫСОКОБАРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

В.М. Козловский

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, bazil@igem.ru)

Находки высокотемпературных парагенезисов в древних метаморфических комплексах вызывают постоянный интерес у геологов в связи с проведением плейт- и плюм-тектонических реконструкций в раннем докембрии. В пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) северной Карелии известны эколлитовые парагенезисы, состоящие из геологических тел разной морфологии: 1 - обломки эколлитов в зонах тектонического меланжа; 2 - эколлитизированные базитовые дайки. Многочисленные исследования локальных тел эколлитов, находящихся на большой площади, вызывает вопрос о том, как высокотемпературный метаморфизм проявился во вмещающих толщах гнейсов и амфиболитов.

Эколлиты в зонах меланжа, лишенные связи со своей первичной геологической историей, несут информацию только о взаимоотношении обломков с матриксом меланжа. Исследование этих обломков не может решить вопросы, связанные с генезисом составляющих их пород, и только порождает почву для возможных геотектонических спекуляций.

Чтобы понять весьма сложную геологическую историю формирования высокобарных парагенезисов в пределах БПП и увидеть первичные геологические соотношения высокобарных минеральных ассоциаций (ВБМА) с вмещающими породами необходимо выйти из зон меланжа. С этой целью было предпринято два субширотных петрографических пересечения структур БПП: первое - в полосе Гридино – Энгозеро - Кузема ($\approx 65^{\circ}40'$ с.ш.), второе - в полосе о-ва Кемь-Луды - губа Кив - оз. Верхнее Пулонгское - Пояконда ($\approx 66^{\circ}30'$ с.ш.). В результате пересечений было показано, что высокобарный метаморфизм в восточной части БПП проявлен существенно более широко, чем предполагалось ранее. Находки ВБМА распространены практически по всей широте БПП. Были выявлены несколько структурно-петрографических разновидностей ВБМА, связанных с выходами мощных и протяжённых толщ амфиболитов или с линзами амфиболитов в гнейсах. В пределах зон развития амфиболитов ВБМА распространены неравномерно. Обычно ВБМА прослеживаются в сериях обнажений на протяжении до десятка км. На некоторых участках пространственно и структурно совмещены различные разновидности ВБМА. Петрографическими наблюдениями установлено, что именно амфиболиты являются протолитом для эклогитов и эклогитоподобных пород (а не наоборот). Две новые и малоизученные разновидности ВБМА сохранили первичные структурные соотношения с вмещающими породами:

1) - апоамфиболитовые *Grt-Omph-Qtz-Amph $\pm$ Pl* эклогиты (участок о. Большой Кемьлудский) обнаружены только в виде субстратиформных линз в гнейсах и имеют с ними согласные контакты [1]. Совместно и изоструктурно с эклогитами, в гнейсах залегают линзы амфиболитов и клинопироксенсодержащих меланократовых амфиболитов, в которых эклогитовый парагенезис не обнаружен или проявлен очень незначительно. Мощность линз эклогитов и амфиболитов обычно составляет от 0,5 до 15 м. при протяжённости 2 – 45 м. По морфологии геологических тел линзы эклогитов в гнейсах отличаются от фрагментов ВБМА в зонах тектонического меланжа. Многие линзы эклогитов и амфиболитов имеют линейное отношение мощности к простираанию 1:7 и более, что нехарактерно для изометричных обломков в зонах тектонического меланжа.

Для апоамфиболитовых эклогитов характерно пятнистое или линзовидно-полосчатое чередование двух парагенезисов: амфиболитового протолита (*Amph+Pl+Qtz+Ilm*) и новообразованного эклогитового парагенезиса (*Omph+Grt+Qtz+Ru $\pm$ Amph $\pm$ Pl*). В эклогитах и эклогитизированных амфиболитах проявлены линейные и плоскостные текстуры, ориентированные согласно гнейсовидности вмещающих гнейсов. Амфиболиты, в которых проявлен эклогитовый парагенезис, представляют собой существенно меланократовые породы, обеднённые плагиоклазом. В доменах, сложенных эклогитовой ассоциацией, плагиоклаз встречается только в виде единичных реликтовых зёрен. Амфиболиты, не затронутые эклогитизацией, – более лейкократовые и содержат плагиоклаз в большем количестве.

2) - апоамфиболитовые высоко кальциевые *Grt-Cpx-Amph-Qtz $\pm$ Pl $\pm$ Ep* породы внешне весьма похожи на обычные эклогиты и отличаются от них только низкожадеитовым составом клинопироксена ($Jd=1-4$ мол. %). На участках р. Верхняя Кузема и Кив-губа эти породы могут образовывать как субстратиформные линзы, так и послойные жильные тела и зоны микропрожилкового строения. Реже они встречаются в виде будинированных линз в гранатовых амфиболитах [1; 2]. В отличие от эклогитов жилы эклогитоподобных пород залегают преимущественно в мощных и протяжённых толщах амфиболитов древних зеленокаменных поясов и существенно реже формируются по линзам амфиболитов в гнейсах. Мощность жил *Grt-Cpx-Amph-Qtz $\pm$ Pl $\pm$ Ep* пород колеблется от 3 см до 50 см, а протяжённость обычно составляет от 15 см до 1 м. В отличие от эклогитов, для

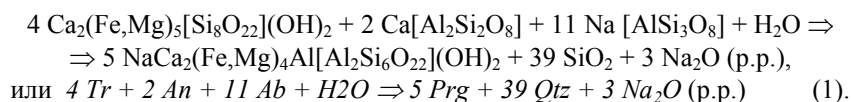
эклогитоподобных пород характерна однородная гранобластовая структура, обусловленная изометричной или короткопризматической морфологией клинопироксена.

Эволюция минерального состава амфиболитов, эклогитов и эклогитоподобных пород указывает на их компрессионную историю. Амфиболы из эклогитов и из меланократовых амфиболитов имеют зональное строение. Центральная часть кристаллов амфибола сложена магнезиальной роговой обманкой с железистостью $f=38-42\%$ и невысокой величиной эденитового замещения $Ed=0,51-0,62$ ат. на ф.е. и чермакитового замещения $Ts=0,38-0,52$ ат. на ф.е. Внешняя часть кристаллов амфибола сложена более глинозёмистым амфиболом - железистым паргаситом $f=44-47\%$; $Ed=0,69-0,80$ ат. на ф.е., $Ts=0,61-0,79$ ат. на ф.е. Амфибол, соответствующий по составу амфиболу из внешней зоны, встречен в виде включений в омфациите и в гранате. Следовательно, гранат и омфациит начали формироваться в породе только после того, как состав амфибола амфиболитов сильно обогатился Al и прошёл эволюцию от магнезиальной роговой обманки до железистого паргасита.

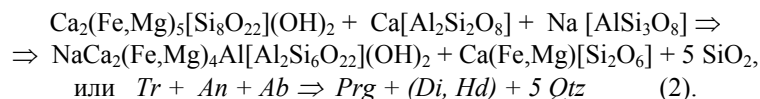
Клинопироксен с небольшими содержанием жадеитового минала $Jd=5-10$ мол. % (*Na*-авгит) появляется в меланократовых амфиболитах, обеднённых плагиоклазом. В собственно апоамфиболитовых эклогитах кол-во клинопироксена существенно возрастает. Он начинает формировать кристаллы зонального строения. Центральная часть зональных кристаллов, обогащённая включениями амфибола, также отвечает *Na*-авгиту и содержит $Jd=12-19$ мол. %. Внешняя зона кристаллов обогащена жадеитовым миналом до $Jd=20-25$ мол. % и по составу отвечает омфациту. Декомпрессионные постэклогитовые *Cpx-Pl* симплектитовые структуры обычно развиваются только во внешней части зональных кристаллов клинопироксена, то есть в зоне максимального содержания жадеитового минала.

Гранат из апоамфиболитовых эклогитов и эклогитоподобных пород имеет необычно высокое содержание грассуляра. В центральной части кристаллов оно составляет $Grs=30-33$ мол. %, а в краевой снижается до $Grs=24-29$ мол. %. При этом содержание и пиропового, и альмандинового миналов возрастает синхронно от центра к краям кристаллов: от $Prp=10-11$ мол. % и $Alm=53-55$ мол. % в центре до $Prp=12-13$ мол. % и $Alm=56-58$ мол. % на периферии кристалла. Железистость граната снижается от центра к краям - $f=81 \rightarrow 76\%$.

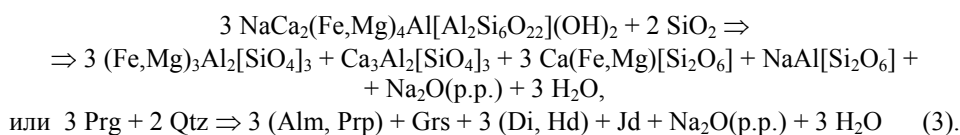
Приведённые геологические и петрологические особенности ВМБА позволяют рассматривать их геологическую историю как постепенную смену амфиболовой ассоциации протолита ($Amph+Pl+Qtz \pm Grt \pm Cal$) ассоциацией меланократовых клинопироксенсодержащих амфиболитов ($Cpx+Amph+Qtz \pm Grt \pm Pl \pm Cal$), а затем - гранат-клинопироксеновой ассоциацией эклогитов ($Omph+Grt+Qtz+Ru \pm Pl \pm Amph$) или эклогитоподобных пород ($Cpx+Grt+Qtz+Tm \pm Amph \pm Pl \pm Ep$). Преобразование амфиболитового протолита заключается в увеличении глинозёмистости (паргаситизации) амфибола за счёт синхронного нарастания в нём эденитового и чермакитового компонентов. При этом в породе уменьшается кол-во плагиоклаза и осуществляется переход к меланократовым амфиболитам по реакции 1:



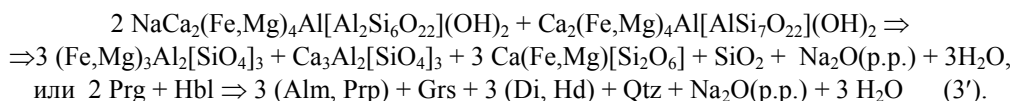
Образование низкожадеитового клинопироксена в меланократовых амфиболитах моделируется реакцией 2:



Смена “амфиболового” этапа эволюции ВБМА “клинопироксеновым” осуществляется по реакции (3), моделирующей формирование высокоgrossулярового граната и омфациита в эклогитах:



В эклогитоподобных породах переход к “клинопироксеновому” этапу осуществляется по реакции (3'), в ходе которой обогащение клинопироксена жадеитом не происходит:



Оценка условий метаморфизма ВБМА проводилась методом *TWQ* [3] с использованием баз взаимно согласованных термодинамических данных. Контроль расчётов проводился по системе согласованных термометров и барометров TPF; для всех оценок получена хорошая или удовлетворительная сходимость. Результаты термобарометрических оценок показывают, что амфиболит-эклогит-гнейсовый комплекс на изучаемых двух участках – Кемь-Луды и Кузема прошёл компрессионную эволюцию от амфиболитовой фации - $T=560-660^\circ\text{C}$ и $P \approx 7$ кбар до эклогитовой $T=600-750^\circ\text{C}$ и $P \approx 12-13$ кбар (рисунок) и при этом сохранил своё субстратиформное строение. Различные флуктуации температуры (обр. КУЗ-3 и КГ-58 на рисунке), возможно, имеют локальные причины и связаны с тепловым полем крупных интрузивных массивов. Преобразование амфиболитов в эклогиты проходило под воздействием преимущественно углекислотного флюида ($a\text{CO}_2 \approx 0,50-0,60$; $a\text{H}_2\text{O} \approx 0,06-0,14$), инициировавшего дегидротацию амфиболитов. Различия в минеральном составе ВБМА (эклогиты или эклогитоподобные породы) определяются, вероятно, различиями в валовом составе эклогитизируемых амфиболитов и соотношением активностей $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ во флюиде. Флюиды, фильтрующиеся через гнейсовую толщу, обладают высокой активностью Na_2O . Следовательно, по линзам амфиболитов в гнейсах формируются “нормальные” эклогиты с высоким содержанием *Jd* в клинопироксене. Флюиды, фильтрующиеся через толщу амфиболитов, приобретают более высокую активность CaO и меньшую активность Na_2O . Это приводит к формированию среди мощных однородных амфиболитовых толщ участков линзовидно-прожилкового строения, в которых высокобарные эклогитоподобные породы содержат безжадеитовый клинопироксен.

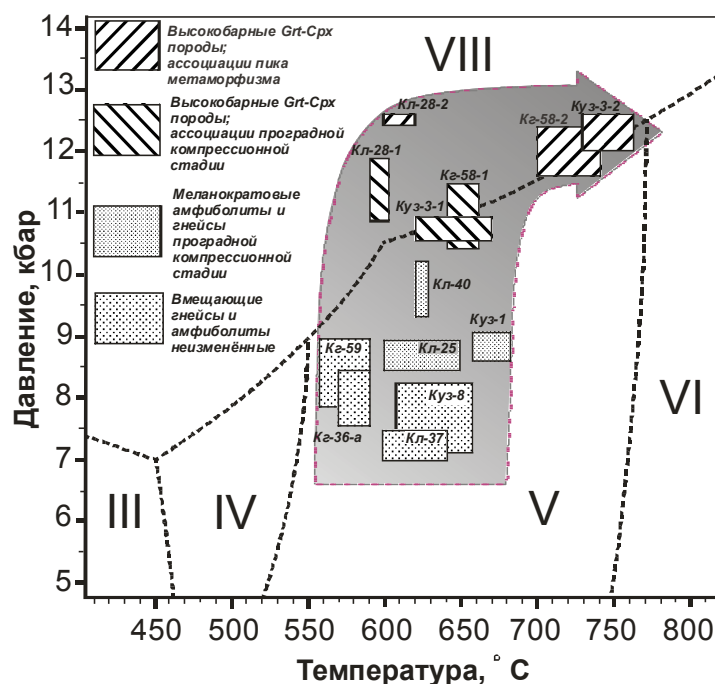


Рис. Компрессионная эволюция амфиболит-эклогит-гнейсового комплекса

Наименования образцов соответствуют участкам Верхняя Кузема (КУЗ), Кемь-Луды (КЛ), Красная и Кив губы (КГ): КУЗ-8 и КГ-59 – гранатовые амфиболиты из мощных амфиболитовых горизонтов (протолит для эклогитоподобных пород); КЛ-37 – линза неэклогитизированных амфиболитов в гнейсах КГ-36-а; КУЗ-1 и КЛ-25 – меланократовые клинопироксенсодержащие амфиболиты; КЛ-40 – меланократовый амфиболовый гнейс; КУЗ-3-1, КГ-58-1 эклогитоподобные породы и КЛ-28-1 эклогиты (по внутренним зонам зональных кристаллов); КУЗ-3-2, КГ-58-2 и КЛ-28-2 (по внешним зонам зональных кристаллов). Минеральных фаций по [4]: III-зеленосланцевая, IV-эпидот-амфиболовая, V – амфиболовая, VI-гранулитовая, VIII-эклогитовая.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 10-05-00015-а.

Литература

1. Козловский В.М.// Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии. Материалы III Всероссийской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. С-Пб. ИГГД РАН. 2011. С. 82-84.
2. Козловский В.М. // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 382-387.
3. Berman R.G.// Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833-855.
4. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. // ЗРМО. 2008. ч. CXXXVII. № 2. С. 1-13.

ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА В ЛОКАЛЬНЫХ ЗОНАХ ДЕФОРМАЦИЙ

В.М. Козловский¹, А.Л. Кулаковский², Ф.П. Митрофанов³, Ю.А. Морозов², А.И. Смутьская²

(¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, bazil@igem.ru; ²Институт физики Земли РАН, Москва, akulakovskij@mail.ru; ³Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, felix@geoksc.apatity.ru)

Одной из актуальных проблем современной метаморфической геологии является проблема временного и пространственного соотношения деформационных и вещественных преобразований в земной коре и их генетической взаимосвязи. Исследователи метаморфических комплексов, отмечая пространственную неоднородность проявления таких преобра-

зований, довольно часто свидетельствуют о приуроченности наиболее глубоких изменений пород к зонам повышенных деформаций. Несмотря на большое внимание к этой проблеме геологов, петрологов и геомехаников до сих пор не существует единого и внятного объяснения феномену повышенных параметров давления, нередко фиксируемых в зонах локализованных деформаций. Дискуссионны, соответственно, и проблемы соотношения литостатического и тектонического компонентов давления, условий возникновения сверхдавления и генезиса высокобарных комплексов, в целом. Все это важно не только для восстановления условий глубинного петрогенеза, но и для осуществления геодинамических реконструкций, при которых необходимо понять насколько реально термодинамические параметры преобразований, фиксируемые стандартными геотермометрами и геобарометрами, отражают глубины и температурный режим метаморфизма, и какую «добавку» вносит деформационный фактор.

Приведенные ниже данные характеризуют разные аспекты указанной проблемы на примере трех участков распространения докембрийских метаморфитов Карело-Кольского региона. Первые два примера демонстрируют пространственную и временную связь «аномально» высоких давлений с зонами пластического сдвига (ductile shear zone), третий – иллюстрирует *PT*-тренд (один из возможных?) преобразования пород в подобной зоне.

1. Воче-Ламбинский геодинамический полигон (Кольский п-ов). Расположен в области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков - мощной сдвиговой зоны по границе двух комплексов архея: раннелопийского гранито-гнейсового (инфракомплекса) и позднелопийского зеленокаменного (супракомплекса). В эндогенной истории супракомплекса выделены два тектоно-метаморфических цикла, из которых ранний проявлен формированием мелких изоклинальных складок и метаморфизмом амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа. Поздний цикл, отделенный от раннего внедрением разнообразных интрузивных пород, характеризуется интенсивной сдвиговой деформацией, в ходе которой была сформирована линзовидно-чешуйчатая структура участка.

Были изучены вариации *PT*-параметров метаморфизма в сдвиговой зоне более высокого порядка – «зоне Главного разлома», мощностью 100-150 м [1]. Эта зона отличается значительной неоднородностью проявления деформации, сложным чередованием разно-масштабных слабо- или недеформированных участков с участками интенсивной пластической деформации. Были исследованы *Grt-Bt* гнейсы из участков, различающихся как по интенсивности деформаций, так и по их гетерогенности.

Установлено, что гранаты гнейсов в зоне пластического сдвига обладают повышенным и высоким содержанием *CaO* (среднее по 35 анализам 5.93%, что более чем в два раза превышает средний показатель для гранатов кианит-силлиманитового типа, сформированных в близких температурных условиях при сопоставимых количествах *MgO* и *MnO*) и широким разбросом значений его содержания на чрезвычайно ограниченной площади. Высокие содержанияgrossуляра свойственны гранатам из зон интенсивных пластических деформаций; они же характеризуются и наибольшим разбросом значений этого параметра— от 11% до 34%. При этом существенные отличия в содержании кальция зафиксированы не только в масштабе зоны, но и в пределах отдельного обнажения и даже образца.

При сопоставимых температурных условиях формирования изученных гранатов и незначительных различиях по содержанию *CaO* вмещающих их гнейсов логично связать подобные вариации с изменением давления при тектонометаморфизме, учитывая прямую зависимость между содержанием кальция в гранате и величиной давления при метаморфизме. Определение давления по ряду геобарометрических равновесий для ассоциации *Grt+Bt+Pl+Qtz+Ms*, с учетом данных *Grt-Bt* геотермометра, показало, что на кульминационном этапе метаморфизма давление варьировало в пределах 4.2—11.6 кбар. Максималь-

ные его значения (9.1-11.6 кбар) отмечены в зонах интенсивных пластических деформаций в более контрастных по реологическим свойствам пачках пород; в аналогично дислоцированных зонах при меньшей контрастности строения величина давления оценивается в 6.7-10.7 кбар.

Давление, определенное для слабо деформированных участков (6.5—7.5 кбар), по-видимому, отвечает фоновому (преимущественно литостатическому?) давлению кульминационной стадии второго цикла. Давления порядка 9—11.6 кбар рассматриваются как сверхдавления, генерируемые при интенсивных сдвиговых деформациях в наиболее неоднородной по реологическим свойствам среде.

2. Северное – северо-западное Приладожье (Карелия). Принято считать [2], что в этом районе имеет место сочленение двух геоблоков: карелид северного Приладожья, с выходами архейского фундамента и чехлом нижнепротерозойских пород (классическая область зонального метаморфизма умеренных и средних давлений) и свекофеннид северо-западного Приладожья - комплексов активной континентальной окраины с новообразованной в раннем протерозое корой. Границей геоблоков служит т.н. «надвиговая зона Мейери», которая одновременно является и метаморфической границей: амфиболитовой фации к северу и гранулитовой фации – к югу. РТ-параметры пика регионального метаморфизма оцениваются [2 и др.] в 650-730 °C/3.8-5.3 кбар для амфиболитовой и 780-840 °C /4,8-6,4 кбар (для *Grt-Hyp* гнейсов: 865-945 °C/5,6-6,5 кбар) – для гранулитовой фации.

Нами изучены составы минералов и рассчитаны параметры метаморфизма (с использованием программ *GBPQ* и *TWQ*) в 73 образцах метаморфических пород Приладожья из разных метаморфических зон, причем большая часть образцов (55) относится к зоне Мейери – наименее изученному в отношении метаморфической истории домену Приладожья.

При анализе частости распределения значений давления (пика метаморфизма) отмечены два максимума, из которых более сильный (4.3-6.5 кбар) соответствует диапазону пиковых давлений для верхов амфиболитовой – гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Но другой максимум, в диапазоне значений порядка 7.5 – 9.0 кбар, не может быть соотнесен с пиковыми давлениями какой-либо из фаций регионального метаморфизма. «Аномальные», превышающие 6.5 кбар (верхнюю границу диапазона пиковых давлений гранулитовой фации регионального метаморфизма) давления зафиксированы в 30 образцах.

«Обособленность» этой группы «аномальных» значений пиковых давлений, принадлежность их к самостоятельной, не связанной с зональным региональным метаморфизмом, совокупности подтверждается при анализе пиковых температур. Образцам с «нормальными» пиковыми давлениями соответствует диапазон пиковых температур примерно 550—675 °C, т.е. уровня верхов эпидот-амфиболитовой - амфиболитовой фации, в то время как большая часть образцов с «аномальными» значениями пиковых давлений характеризуются пиковыми температурами в диапазоне примерно 675-775 °C, что превышает значения пиковых температур амфиболитовой фации, но ниже значений пиковых температур гранулитовой фации регионального метаморфизма. Таким образом, совокупность из 30 образцов с «аномальными» давлениями не «вписывается» ни по давлению, ни по температуре пика метаморфизма в диапазоны РТ-параметров какой-либо из зон регионального метаморфизма что, очевидно, свидетельствуют о существовании самостоятельного эпизода локально проявленного метаморфизма.

Установлено, что точки с «аномальными» РТ-параметрами распределены крайне неравномерно в пределах зон и амфиболитовой и гранулитовой фаций, перемежаясь («соседствуя») с метаморфитами с «нормальными», типичными для данных метаморфических зон, значениями пиковых температур и давления; следует подчеркнуть, что при этом подобного рода «неоднородность» распределения точек с «аномальными» РТ-параметрами

прослеживается на всех масштабных уровнях. В целом, точки с «аномальными» (до 12.2 кбар) приурочены к зонам разломов. При этом подавляющая часть образцов с «аномальными» РТ-параметрами тяготеет к флангам субширотной надвиговой зоны Мейери. В абсолютном большинстве случаев породы с «аномальными» РТ-параметрами представляют собой тектониты или сильно тектонизированные разности метаморфических пород (бластокатаклазиты или роговикоподобные тектониты [3]).

Анализ составов минералов пород с «аномальными» РТ-параметрами показал заметное отличие в составах граната в сравнении с составом его в остальных образцах. Отличие (как и в предыдущем примере) прежде всего заключается в более широком диапазоне вариаций содержания кальция в гранате пород с «аномальными» РТ-параметрами; при этом значения X_{Ca}^{Grt} примерно в 40% случаев превышают 0.12 (максимальное значение X_{Ca}^{Grt} в гранатах с «нормальными» РТ-параметрами), а в некоторых образцах превышает величину 0.22. Значимо выше в гранатах образцов с «аномальными» РТ-параметрами и содержание магния: максимум распределения величины X_{Mg}^{Grt} в них составляет 0.20 против 0.15 в гранатах образцов с «нормальными» РТ-параметрами.

Таким образом, можно говорить о существовании в Приладожье самостоятельного (не связанного с зональным региональным метаморфизмом) эпизода метаморфизма «аномально» высокого давления и умеренных температур, приуроченного к зонам разломов.

3. Северо-восточная части Беломорского подвижного пояса (Карелия). Был изучен участок зоны пологопадающих субширотных надвигов с многочисленными интрузиями габбро-норитов, интенсивно рассланцованных и амфиболитизированных в зонах деформаций. В зонах рассланцевания и амфиболитизации (мощностью 10-50м) изометричные фрагменты (0,3-4,0 м) неизменённых массивных габбро-норитов заключены в рассланцованный линзовидно-прожилковый *Grt-Bt-Pl-Amph* матрикс. Изоструктурно с направлением рассланцевания в *Grt-Bt-Pl-Amph* агрегате залегают лейкосомы *Grt-Bt-Pl-Qtz* и *Bt-Pl-Qtz* состава.

В апогабброноритовых зонах рассланцевания установлена последовательная смена пяти минеральных ассоциаций: габбро-нориты протолита → слаборассланцованные меланократовые гранатовые амфиболиты → мезократовые рассланцованные *Grt-Bt-Amph* породы → лейкократовые рассланцованные *Amph-Grt-Bt* породы → лейкократовые *Grt-Bt* и *Bt* породы гнейсовидного облика. Меланократовые разновидности, относительно обогащённые *Grt* и *Amph*, слагают основной объём зон рассланцевания; лейкократовые *Grt-Bt-Pl* и *Bt-Pl* породы, формируют жильные лейкосомы среди меланократовых *Bt-Grt-Pl-Amph* пород. Приконтактные части таких лейкосом сложены промежуточными по составу мезократовыми *Grt-Amph-Bt-Pl* породами [4].

Методом согласованных минералогических термометров и барометров *TWQ* установлен трёхстадийный “Z”-образный *PT*-тренд развития пород, характерный для зон деформаций. На ранней компрессионной стадии при повышении давления с 8,1 до 13 кбар и незначительном разогреве от 680 до 710°C формировались массивные и слаборассланцованные меланократовые *Bt-Grt-Pl-Amph* породы (в редких образцах меланократовых *Bt-Grt-Pl-Amph* пород разогрев мог достигать 760°C). Превышение предела прочности привело к зарождению зон рассланцевания и сопровождалось декомпрессией с 13 кбар до уровня вмещающих пород - 11 кбар.; при этом начали формироваться мезократовые рассланцованные *Grt-Amph-Bt-Pl* породы. Последующий субизобарический разогрев пород в зоне интенсивных деформаций до 840°C привёл к формированию лейкократовых рассланцованных *Amph-Grt-Bt-Pl* пород и гнейсовидных *Grt-Bt-Pl* и *Bt-Pl* лейкосом. В самых высокотемпературных породах - в гнейсовидных лейкосомах, были обнаружены полиминеральные домены микропегматитового строения, указывающие на зарождение автохтонного гранитоидного расплава.

Таким образом стрессовое давление в зонах деформаций способно инициировать локальную компрессию, что отражается в минеральных парагенезисах. Релаксация механических напряжений приводит к образованию зон трещиноватости и сопровождается падением давления. Разогрев и последующее плавление пород на стадии декомпрессии происходит как за счёт реакций с флюидом, так и за счёт трения при пластическом течении.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели» и гранта РФФИ, № 10-05-00015-а.

Литература

1. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П. // Докл АН СССР, 1998, Т.361, №3, С. 370-374. 2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья // СПб.: Изд-во Санкт-Петербург. ун-та, 2000. 198с. 3. Кулаковский А.Л. // Бюлл. МОИП, отд. геол., 2003, Т. 78, ВЫП. 3, С. 88-98. 4. Козловский В.М., Вирюс А.А./ Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2011. С. 93-97.

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО САНГИЛЕНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА

Т.В. Козулина

(Томский государственный университет, Томск, tamara_kozulina@sibmail.com)

Щелочные породы характеризуются разнообразием состава и происхождения. Одним из районов их проявления является Центральный Сангилен, где выделяется многофазный сангиленский комплекс габбро-нефелин-сиенит-щелочногранитового состава [1, 2]. Нами изучен состав породообразующих минералов типичных представителей сангиленского комплекса – Харлинского, Баянкольского, Дахунурского и Тоскульского щелочных интрузивов раннекаменноугольного возраста [3], объединяемых по составу петрографической ассоциации в виде магматической серии эгирин-геденбергитовых фойитов, ювитов и ийолит-уртитов. Анализ минералов выполнен в Аналитическом центре Томского государственного университета на приборном комплексе рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy-350 и растрового электронного микроскопа VEGAII LMU. Измерения производились при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе поглощенных электронов 48 нА, по K_{α} -излучению для всех определяемых химических элементов. В качестве эталонов применялись природные минералы соответствующего состава. Диаметр зонда составлял 3 мкм. Для исследований были выбраны главные породообразующие минералы (полевые шпаты, нефелин, роговая обманка, клинопироксен, лепидомелан) наиболее распространенных разновидностей – ийолит-уртитов, ювитов и нефелиновых сиенитов.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом. Его состав изменяется от $Ab_{4.5}An_0Or_{94-95.5}$ в породах ийолит-уртитового ряда до $Ab_{6-12}An_0Or_{88-94}$ в фойитах (в кальцитизированных нефелиновых сиенитах $Ab_{36}An_0Or_{64}$) и $Ab_{47}An_0Or_{53}$ в ювитах. В лейкократовых нефелиновых сиенитах нередко распространен ортоклаз-пертит $Ab_{3.3-5.0}An_{0.0-0.6}Or_{95.0-96.1}$ с вростками альбита $Ab_{99.6}An_0Or_{0.4}$. Для ортоклаза из нефелиновых сиенитов и ювитов характерна примесь Ва (1,24 мас. %, появляется гиалофан $Ab_{5-17.4}An_{0.0}Or_{82.6-95}$ (Ва 3.3-18.5 мас. %), цельзиан ($Ab_{20}An_{0.0}Or_{80}$, Ва 44.3-44.7 мас. %)). Ортоклаз образует тесные сростания с нефелином. В центре зерна ортоклаза представлены гиалофаном, а по плоскостям спайности, двойникования и границам с нефелином ортоклаз превращен в пертит (здесь среди вростков альбита встречается банальсит).

Среди **плаггиоклазов** преобладает альбит, присутствующий в виде лейт и пертитовых вростков (до 0,2 мм) в ортоклазе. Иногда последний сохраняется только в виде реликтов в массе шахматного альбита. Средний состав минерала $Ab_{90-100}An_{0.0-7.7}Or_{0.0-10.0}$ (в ийолитах альбит содержит примесь Ba 0.9, W 3.0, Sr 11.8 мас. %), анортита $Ab_{0.0-0.6}An_{99.4-100}Or_{0.0-2.0}$ (в породах ийолит-уртитового ряда содержит постоянные примеси Fe^{3+} 0.5 – 7.5 %, Ti 0.2 – 1.5 %, Mn 0.3 % (в ийолит-уртитах до 13 %), Mg 0.0 – 0.3 %). В изученных породах встречается олигоклаз $Ab_{71-89}An_{0.3-30}Or_{0.0-20}$, андезин $Ab_{51.0-54.4}An_{20.8-49.0}Or_{0.24-8}$, битовнит $Ab_{20}An_{80}Or_0$. Для ювитов характерен банальсит $Ab_{96.5-99}An_{0.0-2.6}Or_{0.6-3.5}$, с примесью Ba до 3.58 %. Химический состав полевых шпатов является типичным для щелочных пород. Для плаггиоклазов характерно высокое среднее значение Si/Al (для альбита 3,3, олигоклаза 3), меньшее - для анортита (2,1), и минимальное - для банальсита (1,4). Для ортоклаза из нефелиновых сиенитов и ювитов характерно среднее значение Si/Al (3,4), для ортоклаза из мельтейгитов и кальцитизированных нефелиновых сиенитов – 1,4. Бариевые разновидности калиевого полевого шпата обнаружены в ювитах (гиалофан с отношением Si/Al=3), лейкократовых нефелиновых сиенитах (гиалофан с отношением Si/Al=3 и 1,3; цельзиан с отношением Si/Al=1,4).

Нефелин имеет средний состав $Ne_{80}Ks_{18}An_2$ с отношением K/Na ~ 0.3 и замещается содалитом, канкринитом и цеолитами. В минерале обнаружены примеси Ba (0.04 %) и W (1.04 %), что может быть связано с наличием микровключений.

Амфиболы нередко образуют зональные кристаллы. По химизму их центральные части соответствуют эдениту, ферроэдениту, а периферия – ферропаргаситу и тарамиту, реже актинолиту, ферроактинолиту и гастингситу (таблица). Ферропаргасит и железистая роговая обманка также развиваются по спайности ферроэденита. В фойдолитах магнезиальная роговая обманка содержит удлиненные вростки эденита. В центре отдельных зерен наблюдаются реликты клинопироксена.

Клинопироксены соответствуют эгирин-авгитовым разновидностям (таблица) и встречаются в виде реликтов в зернах амфибола. Их состав варьирует от $En_{35}Wo_{35}Fs_{30}$ в мельтейгитах до $En_{8.5-14}Wo_{37-44}Fs_{42-54.5}$ в нефелиновых сиенитах. В ювитах эгирин-авгит $En_{19}Wo_{43}Fs_{38}$ наблюдается в виде ксеноморфных реликтовых зерен в ортоклаз-пертите, нередко в тесном срастании с нефелином.

Слюда представлены лепидомеланом среднего состава $Anp_{50}Fl_{20}$, реже биотитом. Он образует оторочки вокруг зерен роговой обманки, а также крупные самостоятельные выделения. В нефелиновых сиенитах Тоскульского массива, наряду с лепидомеланом и биотитом, встречается флогопит.

Второстепенные и акцессорные минералы. Для изученных пород характерно присутствие кальцита, который образует ксеноморфные вростки в нефелине и амфиболе или отдельные прожилки. В составе минерала отмечается примесь марганца до 0,1 – 0,6 % и стронция до 0,8 – 1 %. Апатит в ювитах с примесью W 1,8%), пирит (в мельтейгитах - с примесью Ni 0.2%), магнетит, титаномagnetит (с примесью Mn до 3,5%), циркон, иттротитанит, ортит наблюдаются в виде включений в зернах нефелина и роговой обманки. В зернах пирита и титаномagnetита, содержащихся в реликтах эгирин-авгита, наблюдаются включения ториянита (с примесью U 26,8%).

Для изученных пород характерны реакционные взаимоотношения между главными минералами. Выявленная зональность в амфиболах свидетельствует о происходившем кристаллизационном фракционировании магматических производных расплавов [6]. Взаимодействие выделившегося клинопироксена с остаточным расплавом привело к образованию вокруг его зерен оторочек амфибола, обогащенного натрием и железом с последующим полным замещением минерала.

Таблица

Средний химический состав пироксенов и амфиболов из щелочных пород Харлинского, Баянкольского, Дахунурского и Тоскульского массивов.

ОКСИДЫ, вес. %	1*	2	3	4	5	6
Na ₂ O	1.80	3.08	2.97	3.33	2.85	4.96
MgO	3.03	0.53	5.77	3.43	6.05	5.71
Al ₂ O ₃	2.28	10.97	16.50	14.77	0.34	1.58
SiO ₂	51.20	39.79	41.76	39.96	53.72	54.36
K ₂ O	0.00	2.79	1.72	2.51	0.07	0.23
CaO	19.76	8.25	11.00	9.33	19.06	15.15
TiO ₂	1.33	0.84	0.94	0.81	0.10	0.56
MnO	0.54	0.70	0.21	0.75	0.47	0.35
Fe ₂ O ₃ сумм	21.28	30.14	21.80	26.33	17.99	18.11
Сумма	101.22	97.09	102.65	101.22	100.52	101.01
Формульные коэффициенты**						
Si	8.00	6.47	6.10	6.06	2.08	2.07
Al ^{IV}	0.00	1.53	1.90	1.94	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.42	0.58	0.91	0.70	0.02	0.07
Ti	0.16	0.10	0.11	0.09	0.00	0.02
Fe ³⁺	0.00	0.31	0.00	0.54	0.52	0.52
Fe ²⁺	2.78	3.79	2.29	2.81	0.00	0.00
Mn	0.07	0.10	0.04	0.10	0.02	0.01
Mg	0.71	0.13	1.65	0.78	0.35	0.33
Ca	3.31	1.44	1.84	1.52	0.79	0.62
Na	0.55	1.00	0.90	1.00	0.21	0.37
K	0.00	0.58	0.29	0.49	0.00	0.01
Сумма	15.99	16.02	16.04	16.01	4.00	4.00
X _{Mg} ***	3.85	5.20	3.33	4.44	1.54	1.53
X _{Ca} ***	1.55	2.58	2.19	2.49	1.21	1.38

*Номера образцов: 1 – ферроэденит, 2 – тарамит, 3 – ферропаргасит, 4 – гастингсит,

5 – эгирин-авгит из нефелиновых сиенитов, 6 – эгирин-авгит из ювитов.

**Формулы амфиболов были рассчитаны по методу Дж. К. Шумахера [5].

***X_{Mg} – отношение Mg/Mg+Fe+Mn, X_{Ca} – отношение Ca/Ca+Na+K.

От центра (эгирин-авгит) к краям зерен (амфиболы, титаномagnetит, лепидомелан) отношение Mg/Mg+Fe постепенно возрастает, а Na/Ca+Na – уменьшается. В нефелиновых сиенитах лепидомелан и биотит замещают флогопит, с резким увеличением железистости слюды (отношения Mg/Mg+Fe). О кристаллизационной дифференциации магматического расплава свидетельствует и согласованное уменьшение магнезиальности и концентраций переходных элементов (Sc, V, Co, Ni, Cr) в фельдшпатоидных породах.

Литература

1. Кононова В.А. // Изв. АН СССР, 1957 - №5 – С. 37 – 55
2. Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Минин В.А. Эталон Сангиленского габбро-нефелин-сиенит-щелочногранитового комплекса (Юго-Восточная Тува). – Новосибирск, 2009. – 193 с.
3. Врублевский В.В. и др. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. – Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011 – С. 54 – 55
4. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. – М.: 1967. – 143 с.
5. Шумахер Дж. К. // ЗВМО, 1998 - №1 – С. 101 – 109.
6. Дир У.А. Хауи Р.А. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1966. - Т. 2 - 5

Х.Г. БАКЛУНД (1878-1958) – РОССИЙСКИЙ, ФИНСКИЙ И ШВЕДСКИЙ ПЕТРОГРАФ

Л.Р. Колбанцев

(Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей им. Академика Ф.Н. Чернышева
ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Leonid_Kolbantsev@vsegei.ru)

Хелге Гётрик Баклунд (1878-1958) – крупный шведский геолог, специалист по петрологии и тектонике Скандинавии, активный сторонник метасоматического происхождения гранитов-рапакиви. Его работы по геологии России, в качестве ученого хранителя Геологического музея РАН известны меньше.

Сын директора Пулковской обсерватории, академика О.А. Баклунда, в России именовался Олегом Оскаровичем Баклундом. В 1902 г. он окончил Санкт-Петербургский университет, и в 1908 г., в Вене, получил степень магистра минералогии и геогнозии.

Еще студентом он участвовал в русско-шведской экспедиции 1899-1901 гг. на Шпицберген, для измерения дуги меридиана (руководитель Ф.Н. Чернышев). Основной задачей русской части экспедиции была организация и определение астрономических пунктов и геодезической сети в юго-западной части архипелага Шпицберген, в крайне неблагоприятных ледовых и погодных условиях. О. Баклунд входил в состав рекогносцировочного отряда, выполнявшего роль группы быстрого реагирования: отряд обеспечивал переброску и подъем на вершины снаряжения, материалов, продуктов для геодезистов и астрономов и, кроме того, занимался геологическим обследованием района работ, не входившим в основную программу экспедиции. Позже, результаты геологических наблюдений были опубликованы О. Баклундом в ряде статей. Вероятно, этими первыми наблюдениями обусловлено увлечение петрографией основных пород (диабазов), которое прослеживается в работах раннего, российского периода его деятельности [1].

По-видимому, О.Баклунд сумел себя зарекомендовать с лучшей стороны, поскольку, после окончания университета он был приглашен на работу в Геологический музей имени Петра Великого Императорской Академии Наук, директором которого состоял Ф.Н. Чернышев, сначала внештатным сотрудником, а с 1908 г. – ученым хранителем. В начале XX века Музей им. Петра Великого выполнял функции не только и не столько собрания геологических образцов и коллекций, сколько единственного в России научно-исследовательского института. В нем работали Ф.Н. Чернышев, Э.В. Толль, В.И. Вернадский, Н.И. Андрусов, А.Е. Ферсман, Я.С. Эдельштейн, А.А. Борисяк и другие выдающиеся геологи. В задачи ученого хранителя входили как сбор коллекционных материалов в полевых условиях, так и обработка коллекций, доставляемых многочисленными экспедициями Академии Наук, Географического общества и др. О. Баклунд много занимался обработкой материалов, доставляемых различными экспедициями, главным образом из северных областей России. В частности, он изучил и опубликовал материалы, собранные Э.В. Толем и доставленные с места его последней стоянки на острове Беннета спасательной экспедицией А.В.Колчака в 1910 и экспедицией Вилькицкого в 1914 [2, 3].

В 1904-05 гг. О. Баклунд участвовал в Хатангской экспедиции РГО под руководством И.П. Толмачева, в качестве астронома и второго геолога. Экспедиция исследовала неизученный к тому времени район озера Ессей, верховьев рек Котуй, Мойеро и собрала очень ценный материал по географии, геологии, метеорологии, зоологии севера Сибирской платформы и этнографии местных народов. Важнейшим результатом экспедиции стало обнаружение в бассейне р. Анабар докембрийских гнейсов, т.е. открытие Анабарского щита [4].

В 1909 г., по рекомендации Ф.Н. Чернышева, О. Баклунд возглавил экспедицию на Полярный Урал. Задуманная купцами Кузнецовыми как охотничья прогулка, она превратилась в комплексную научную экспедицию под эгидой Географического общества и Академии Наук. О. Баклунд, кроме общего руководства экспедицией, занимался астрономическими и геологическими наблюдениями. В состав экспедиции входили также топограф, зоологи по позвоночным и беспозвоночным животным, ботаник, коллекторы по геологии и этнографии. Двигаясь на оленях, из района нынешнего г. Лабытнанги, экспедиция поднялась к водораздельной части Урала и вдоль нее к северной оконечности Уральского хребта (г. Минисей), достигла устья р. Кары, вдоль побережья прошла к устью р. Байдараты, откуда вышла к Оби и вернулась в Обдорск (Салехард). На все путешествие длиной около 700 верст затрачено 100 дней при среднем дневном переходе 10,5 верст. Экспедиция впервые провела систематические исследования восточного склона Полярного Урала и получила ценные геологические, ботанические и зоологические материалы, пролившие свет на природные условия исследованной территории. Были собраны также ненецкие предметы культа. На основании мензульной съемки составлена карта исследованного района и маршрутная геологическая карта [5, 6].

В 1911-1913 гг., по приглашению правительства Аргентины, Баклунд занимался геологической съемкой в Кордильерах, обследовал месторождения олова, посетил Боливию, Перу, Панаму, Ямайку, США и Канаду. В Ванкувере участвовал в Международном Геологическом Конгрессе, в качестве секретаря двух секций [7, 8].

Очень напряженными выдалась для О. Баклунда 1915-1917 годы, на которые пришелся как пик его экспедиционной активности, так и рост социально-политической напряженности в стране. Показателен в этом отношении 1916 год. 20 мая О. Баклунд командирован на Урал до 15 сентября, но поездка, вероятно, не состоялась, поскольку деньги, предназначенные для найма оленей были переданы на другие цели. 22 июня О. Баклунду выписано удостоверение для поездки на Чиатурские марганцевые месторождения по 1 сентября. А 18 октября того же года «Музей срочно командировывает Заведующего отделами петрографии и метеоритов О. Баклунда в город Никольск-Уссурийский для принятия срочных мер по изучению и охране упавшего 5 октября метеорита» и просит «о выдаче Баклунду билета на скорый экспресс, отходящий сегодня из Петрограда» [9]. Баклунд, с помощью правителя дел Никольск-Уссурийского отделения РГО Федорова, смог доставить в Петроград два больших куса упавшего метеорита. Поиски третьей его части успехом не увенчались до сих пор. [10].

В 1915 году О. Баклунд посетил Урянхайский край, (территория современной Тывы, только в 1914 г. объявленная протекторатом России) с целью исследования возрастных отношений гранитов применительно к вопросам золотоносности. Во время следующей поездки, в июле 1917 г. он попытался применить полученную информацию на практике, для добычи золота, пригласив в компаньоны И.И. Седерхольма и еще несколько скандинавских геологов. Но появление «варягов» («в составе экспедиции ни одной русской фамилии!») и их подозрительная активность вызвала бурную реакцию бдительных местных властей, в лице комиссара Урянхайского края, подконтрольного, по мнению Баклунда, местным золотопромышленникам. Работы были остановлены, действия Баклунда и Седерхольма были расценены как «клоняющиеся к захвату золотопромышленности и монополизации обработки сырья в крае», причем на «капиталы неизвестного происхождения». Возмущение властей вызвало бурную переписку с участием трех министерств и Академии [11]. Эти обвинения, необходимость оправдываться и писать объяснения, по словам Баклунда, «склоняли его к эмиграции» [11]. В 1918 г. он уехал в длительную командировку в Финляндию и обратно в Россию уже не вернулся.

В 1918-1923 гг. Баклунд преподавал в университете г. Або (Турку), затем переехал в Швецию, где стал профессором геологии и минералогии университета в Упсале (1924-1943), и позже избран членом Шведской Академии Наук. Основные труды этого периода посвящены стратиграфии и тектонике древних образований Балтийского щита и полярных областей в целом. Кроме того, Баклунд, по-прежнему уделял много внимания петрографическому изучению материалов, доставляемых различными экспедициями. Так он опубликовал исследование магматических пород Новой Земли, по материалам, доставленным Норвежской экспедицией 1921 года [12]. В 1938 г. Баклунд пришел к выводу о метасоматическом образовании гранитов рапакиви путем миграции ионов в твердом веществе и стал одним из наиболее радикальных сторонников процесса гранитизации [13].

Покинув Россию Баклунд, тем не менее, никогда не прерывал связей с российскими (советскими) учеными. Он переписывался с Левинсоном-Лессингом, содействовал поездкам советских геологов в Швецию, участвовал в Московской сессии МГК. Узнав, что на Ботаническом конгрессе в Упсале в 1950 г. присутствует В.Н. Сукачев, его спутник по экспедиции 1909 года, Баклунд спешит навестить его и старые ученые долго разговаривают, вспоминая совместные путешествия. Работы Баклунда публиковались в Советском Союзе, несмотря на то, что в те времена публикация эмигрантов была под запретом [3, 13].

Коллекции образцов, собранных и обработанных О. Баклундом, хранились в Геологическом музее РАН, после многочисленных реорганизаций и ликвидации которого, часть материалов находится в Рудно-Петрографическом музее ИГЕМ, в Москве.

Литература

1. *Backlund H. G.* // Missions scientifiques pour la mesure d'un arc de meridian au Spitzberg. Mission russe. T. II, sect. IX, bd. 1. St.Petersbourg, 1907. P. 1-35.
2. *Backlund H.* // Зап. Имп. Акад. Наук по физ.-мат. отд. 1910. Т. 21, № 6/. С. 1-38.
3. *Баклунд О. О.* // Зап. АН СССР. 1929. Сер. VIII. Том XXI, № 7. 149 с.
4. *Backlund H.* // La Géographie. Bull de la Société de Géographie. 1908. Т. XVII. P. 117-124.
5. *Баклунд О. О.* // Изв. Имп. Рус. Географического Общества. 1910. Т. 46, вып. 1-5.
6. *Баклунд О. О.* // Зап. Имп. Акад. Наук по физ.-мат. отд. 1911. Т. 28, вып. 1, 3.
7. *Backlund H. G.* Algunas observaciones sobre rocas notables provientes de Olavarría (Prov. de Bs Aires). // Buenos Aires. 1913. Vol. 2, Ser. B (Geologia).
8. *Баклунд О. О.* // Труды Геологического Музея имени Петра Великого Имп. Академии Наук. 1914. Т. 8, вып. 10. С. 179-207.
9. Санкт-Петербургский филиал Архива РАН. Фонд 2, опись 1-1916, док. 6, л. 87, 89, 131
10. *Баклунд О. О.* // Изв. Имп. Академии Наук. 1916. 10, № 18. С. 1817-1820.
11. Санкт-Петербургский филиал Архива РАН. Фонд 2, опись 1-1917, док. 6, л. 24, 49, 51, 67-122.
12. *Backlund H. G.* Die Magmagesteine der Geosinclinalen von Novaja Semlja // Report of the scientific results of the Norwegian expedition to Novaya Zemlya 1921. Oslo, 1930. № 45. 63 p.
13. *Баклунд О. О.* // Проблемы образования гранитов. М. 1949. С. 316-337.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАСОМАТОЗА ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАСТВОР – ПОРОДА

А.Б. Кольцов

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, koltsov@geology.pu.ru)

Метасоматические породы представляют собой самостоятельный тип эндогенных горных пород того же таксономического уровня, как магматические и метаморфические [1]. После создания Д.С. Коржинским теории метасоматической зональности накоплено огромное количество фактического материала по отдельным магмато-метасоматическим и метаморфо-метасоматическим комплексам, однако общая картина выглядит как разнородная мозаика, не складывающаяся в единую систему закономерных связей явлений. Общепринятые метасоматические формации выделяются по разным, не сопоставимым между собой признакам. Кварц-полевошпатовые метасоматиты одними исследователями относятся к кислотным, другими – к щелочным.

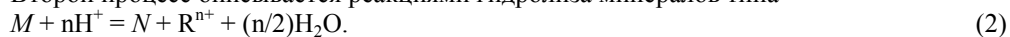
Метасоматиты являются конечным продуктом в системе источник – раствор – протолит при ведущей активной роли растворов. Первые два элемента этой системы малодоступны для непосредственного изучения. Даже при наличии реликтовых флюидных включений сложно или даже невозможно определить необходимые параметры метасоматизирующих растворов, таких, как активности катионов и растворённых газов. Сочетание различных возможных вариантов соотношения источника растворов, протолита, путей и факторов эволюции растворов создаёт сложную картину формирования гидротермально-метасоматической системы, и её расшифровка часто представляет значительные трудности. Не менее сложно прямое физическое моделирование таких систем. В этих условиях наиболее целесообразно использовать численное моделирование метасоматоза. Этому способствуют как значительный прогресс в области физической химии растворов, в ходе которого были изучены высокотемпературные свойства воды, большого количества ионов и ассоциатов, константы диссоциации и комплексообразования, так и успехи в создании алгоритмов и программ для воспроизведения различных сценариев взаимодействия раствор – порода.

При построении моделей приняты два допущения: исходный раствор находился в равновесии с породой источника; при движении по флюидопроводнику влияние вмещающих пород на его состав пренебрежимо мало [2]. Расчёт состава пород и растворов проводился с применением программного комплекса HCh [3]. База термодинамических данных включала константы твёрдых фаз [4] и частиц раствора [5,6]. Система состояла из 63 минералов постоянного состава, 13 твёрдых растворов, 52 частиц водного раствора. Использовался метод проточных ступенчатых реакторов в различных модификациях [3,7].

Метасоматоз протекает в неравновесной системе раствор – порода. Эта неравновесность реализуется в двух процессах: отложении минералов из пересыщенного раствора и замещении минералов протолита. Для характеристики первого удобно использовать параметры SP^0 – равновесное произведение растворимости минерала, и SP^* – произведение растворимости для неравновесного раствора до начала отложения или растворения этого минерала. Если эти параметры в термобарогradientном поле изменяются монотонно, и в начальном состоянии при T_0, P_0 минерал находился в равновесии с раствором, то условием отложения минерала при T, P является неравенство

$$SP_{T,P}^* - SP_{T_0,P_0}^* > SP_{T,P}^0 - SP_{T_0,P_0}^0 \quad (1)$$

Второй процесс описывается реакциями гидролиза минералов типа



Для их характеристики вводится параметр

$$A_R = \log \left(a_{R^{n+}} / a_{H^+}^n \right) + \frac{n}{2} \log a_{H_2O}, \quad (3)$$

эквивалентный химическому потенциалу компонента R_xO_y [8]. В зависимости от отрицательного или положительного знака разности $\Delta A_R = A_R^f - A_R^r$ для раствора и породы соответственно равновесие (2) смещается слева направо или справа налево, что приводит соответственно к кислотному или щелочному метасоматозу пород при $R = K, Na$ и к деазификации или базификации при $R = Ca, Mg, Fe$.

Исследование модельных процессов гидротермально-метасоматического породообразования в термобарогradientных полях позволяет выявить их следующие общие черты.

В режиме охлаждения вследствие опережающей диссоциации кислот по сравнению с диссоциацией оснований и смещения баланса форм Al от $NaAl(OH)_4$ к Al^{3+} могут отлагаться кварц, бесщелочные алюмосиликаты (каолинит, андалузит и др.) и

алюмосиликаты K, Na (мусковит, щелочные полевые шпаты), а также пирит. Направленность и состав продуктов метасоматоза определяются интегральным эффектом диссоциации частиц в растворе и смещения буферных равновесий типа (2) в протолите. Если протолит (A^r) совпадает или близок по кислотности к источнику раствора (A^s), то метасоматоз приобретает характер кислотного выщелачивания и дебазификации с образованием формаций типа вторичных кварцитов, грейзенов, березитов, аргиллизитов. Если источник значительно более щелочной, чем протолит ($A^r - A^s < A^f - A^s$), процесс щелочной с образованием кварцевых или бескварцевых полевошпатовых метасоматитов, не содержащих тёмноцветных минералов в тыловых зонах.

В режиме декомпрессии вследствие опережающей ассоциации кислот по сравнению с ассоциацией оснований могут отлагаться кварц, полевые шпаты, алюмосиликаты и карбонаты двухвалентных оснований. Интегральный эффект ассоциации частиц в растворе и смещения буферных равновесий в породе проявляется в щелочном метасоматозе при сохранении устойчивости тёмноцветных минералов. Образуются формации гумбеитов и им подобных метасоматитов. В случае, когда источник значительно более кислотный, чем протолит ($A^r - A^s > A^f - A^s$), метасоматоз приобретает кислотный характер, однако полевошпатовый состав тыловых зон сохраняется.

В режиме нагревания также происходит ассоциация ионов, однако возможность отложения сохраняется только для силикатов, алюмосиликатов и карбонатов Ca, в меньшей степени Mg, а отложение кварца, мусковита, полевых шпатов, пирита невозможно. Метасоматоз приобретает ярко выраженный характер базификации, сопряжённой с десиликацией. Образуются породы типа скарноидов, хлоритолитов, эпидозитов.

В режиме компрессии, как и при охлаждении, преобладает диссоциация кислот, но возрастает ненасыщенность растворов кремнезёмом, а также их пересыщенность углеродом. Развиваются процессы кислотного выщелачивания, сопряжённые с десиликацией и графитизацией пород, что приводит к образованию формаций углеродистых серицитолитов и, возможно, кианититов.

Процессы массопереноса при метасоматозе, в отличие от замещения минералов, определяются разностью валовых концентраций компонентов в исходном растворе и растворе фронтальной зоны, которая в свою очередь зависит от соотношения растворимостей компонентов пород источника и протолита при соответствующих температурах и давлениях. Это обуславливает отсутствие в общем случае соответствия между направлением замещения и массопереноса в метасоматической колонке. Так, кислотный метасоматоз может сопровождаться привносом щелочей, а базификация – выносом оснований. Кажущееся противоречие разрешается тем, что эффект массопереноса распределяется по зонам сложным образом и может быть выявлен только интегрированием изменения содержания компонента в породе по всей длине колонки с учётом мощности зон. Эффект замещения проявляется в составе тыловой зоны однозначно. Отсюда, в частности, следует нецелесообразность диагностики и систематики метасоматитов по признаку привноса – выноса вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке СПбГУ (проект 3.37.81.2011).

Литература

1. Петрографический кодекс России. Гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 194 с.
2. Кольцов А.Б. // Геохимия. 2010. № 11. С. 1169 – 1184.
3. Шваров Ю.В. // Геохимия. 1999. № 6. С. 646 – 652.
4. Ber-
man R.G. // J. Petrol. 1988. V.29. P. 445 – 522.
5. Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A. // Geochim. et Cosmochim. acta. 1997. V. 61. № 5. P. 907 – 950.
6. Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C. // Geochim. et Cosmochim. acta. 1997. V. 61. № 7. P. 1359 – 1412.
7. Кольцов А.Б. // Геохимия. 2006. № 7. С. 712 – 721.
8. Кольцов А.Б. // Геохимия. 2008. № 8. С. 836 – 849.

**НУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ
КАРЕЛИИ: МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ***Н.И. Кондрашова*

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, kondr@krc.karelia.ru)

Традиционно протоплатформенный чехол на территории Карелии рассматривают в объеме ятулийского, людииковийского, веписийского надгоризонтов [1]. Фундаментом для отложений чехла являются гранитоиды, образования неoarхейских зеленокаменных поясов и раннепротерозойских (сумий-сариолий) толщ.

Ятулийский надгоризонт подразделяется на 2 горизонта, сложенных осадочными породами - нижний терригенный и верхний, преимущественно карбонатный.

Различаются не только осадочные части разрезов разных горизонтов ятулия, но и приуроченные к ним магматические образования толеитовой серии. Вулканыты и габбро-долериты нижнего ятулия центральной Карелии преимущественно кварцнормативные, низкоглиноземистые. Низкие величины магниевого показателя ($mg < 0.45$) указывают на отсутствие среди них продуктов первичных расплавов.

Степень насыщенности кремнеземом магматических образований верхнего ятулия понижается, появляются оливиннормативные разности, возрастает величина магниевого показателя ($mg > 0.45$). Эволюция ятулийского магматизма не приводит к появлению большого количества дифференциатов (коэффициент фракционирования (k_{fp}) и нижнеятулийских, и верхнеятулийских базальтов порядка 1).

Субвулканические образования ятулия, представленные габбро-долеритами силлов, по сравнению с лавами характеризуются наиболее низкими значениями магниевого числа и, соответственно, повышенной железистостью.

В субвулканических образованиях **Койкарско-Святоволоцкого силла (КСС)** толеитовая тенденция обогащенности железом выражена наиболее ярко ($mg=0.2-0.3$). Это кварцнормативные, низкоглиноземистые образования (коэффициент глиноземистости $al^I < 0.75$). Коэффициент фракционирования габбро-долеритов ККС самый высокий по сравнению с другими ятулийскими магматическими образованиями ($k_{fp} > 2$).

Людииковийские значения возраста этого силла, полученные на ионном зонде SHRIMP-II [2] и призывы указанных авторов пересмотреть региональную стратиграфическую шкалу, вероятно, не следует принимать всерьез, тем более, что появились данные о проблемах с достоверностью определений возрастов на ионных зондах SHRIMP [3].

В юго-западной Карелии (Суоярвская мульда) среди ятулийских базальтов встречаются низкоглиноземистые базальты, как оливин, так и кварцнормативные, что согласуется с геологическими данными о присутствии в разрезе мульды нижне- и верхнеятулийских толщ. Две группы вулканитов выделяется и по величинам магниевого показателя (< 0.4 и достигающими мантийных величин ($mg=0.8$)). В отличие от базальтов Онежской мульды данные группы вулканитов различаются по величинам показателя фракционирования: $k_{fp} < 1$ и $k_{fp} > 2$, что наряду с положительной аномалией титана на спайдердиаграммах может использоваться как петрохимический критерий, указывающий на возможность обнаружения в наиболее фракционированных разностях титан-магнетитового оруденения.

В Туломозерской структуре (верхний ятулий) распространены оливиннормативные, низкоглиноземистые, слабофракционированные ($k_{fp}=0.5$) магматические образования, с близкими к мантийным величинам значениями mg .

Людииковийские магматические образования центральной Карелии наследуют некоторые петрогеохимические характеристики позднеятулийских. Петрохимически это преимущественно кварцнормативные производные толеитовой серии,

низкоглиноземистые. Хотя коэффициенты фракционирования высокие (у долеритов $k_{фр} > 1.5$, у лав около 1, mg — менее 0.64), фенодеровская направленность магматизма выражена слабее, чем в ятулийских образованиях. Наиболее высокие коэффициенты фракционирования и низкие значения mg у долеритов Кондопожской и Уницкой зон, что не исключает возможного присутствия в них титаномагнетитового оруденения.

В районе оз. Малое Янисъярви магматические образования кварцнормативные, низкоглиноземистые, $k_{фр} = 1.1-1.6$. Особенность основных магматитов ятулия и людиковия — их низкая щелочность за счет пониженного содержания окиси калия.

В Кирьяволахтинской купольной зоне Северного Приладожья производные толеитовой серии преимущественно кварцнормативные, лавы — высокоглиноземистые, а продукты силлов — умеренноглиноземистые. Низкие магниевые показатели отмечаются как для лав (0.37), так и для субвулканических образований (0.49), что указывает на отсутствие магматических продуктов первичных расплавов. Базальты, закартированные юго-западнее Йокирантского купола, по нормативному составу относятся к оливиновым толеитам. По содержанию глинозема они относятся к низко и умеренноглиноземистым, mg число не превышает 0.55. Коэффициенты фракционирования высокие. Обогащенность анортитовой составляющей (в шлифах присутствует лабрадор, битовнит) по сравнению с нормативным составом указывает, что фракционирование происходило в переохлажденном расплаве, т.е. после его дегазации.

В разрезе калевия присутствуют оливиннормативные, высокоглиноземистые вулканиты. Высокие значения $k_{фр} > 2$ свидетельствуют о появлении в калевии более протяженных трендов по кремнекислотности и появлению более кислых, чем базальты и андезитбазальты, разностей. Степень насыщенности кремнеземом в вулканитах калевийского возраста снижается, появляется нормативный нефелин, что указывает на углубляющуюся область магматических расплавов и направление магматической эволюции в щелочную область.

В вепсии магматическая деятельность зафиксирована в южной Карелии, преимущественно в субвулканической фации. Вулканиты этого возраста — кварцнормативные, умеренноглиноземистые ($k_{фр} = 1.4$, $mg = 0.50$). Габбро-долериты силлов — кварцнормативные и слабоглиноземистые ($k_{фр} = 2.8$, $mg = 0.36$).

Таким образом, петрохимически эволюция траппового магматизма в центральной и юго-западной Карелии проявилась в смене расплавов от кварцнормативных толеитов в раннем ятулии к оливиннормативным в позднем. Людиковийские базальты относятся к кварц и оливиннормативным толеитам, сменяясь в калевии оливиннормативными. В калевийских магматитах максимально снижается степень насыщенности расплавов кремнеземом, что приводит к появлению нормативного нефелина. В эволюции внутрислитного магматизма усиливается щелочная тенденция.

В Онежской структуре к слюдисто-карбонатным метасоматитам зон межпластового срыва по контакту ятулия-людиковия в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД) приурочены уран-ванадиевые месторождения и рудопроявления (с благородными металлами) [4,5].

Магматизм здесь проявился преимущественно в субвулканической фации [6]. На наш взгляд это связано с близповерхностной дегазацией расплавов, что приводит к увеличению его вязкости и затрудняет перемещение к поверхности. Следовательно, основные расплавы не могли поставлять метасоматизирующие флюидные компоненты.

С основным магматизмом связаны титано-магнетитовые руды с благороднометалльной минерализацией [4,5] в максимально фракционированных габбро-долеритах.

В Святухинско-Космозерской зоне СРД среди габбро-долеритов нормальной щелочности встречен маломощный горизонт субщелочных вулканитов (?) основного

состава с нитевидными микропрожилками углеродистого (?) материала. Вулканиды (?) характеризуются повышенным содержанием и Na_2O (до 4 вес.%), и K_2O (до 4 вес.%) а в нормативном составе содержат виртуальный нефелин. Подобное повышение содержания окиси калия отмечается в габбро-долеритах вне зон СРД при их непосредственном контакте с высокоуглеродистыми осадками. При удалении от контакта содержание K_2O понижается.

Следует отметить, что характерной петрохимической чертой габбро-долеритов структуры является низкое содержание окиси калия (до 0,50 вес.%). В некоторых разновидностях осадочных пород ятулия (аргиллитах), напротив, отмечают высокие содержания K_2O , не типичные для подобных пород. А.М.Ахмедов с соавторами [7] объясняют это соленостью ятулийского палеобассейна, однако отмечают, что другие элементы-индикаторы солености (В, Sr, редкие щелочи) не показывают повышенных концентраций. Эти же авторы предположили возможное эндогенное происхождение данного феномена, приведя в доказательство факт присутствия в отдельных разрезах в основании ятулия конгломерато-брекчий туффизитового типа с высокими содержаниями калия, хрома, марганца, рубидия. Цемент этих брекчий показывает плоский спектр РЕЕ, что позволило цитируемым авторам говорить о влиянии вулканогенно-экзгалиационных процессов.

Однако практически все магматиты ятулия не показывают обогащения K_2O , а отсутствие протяженных толеитовых трендов дифференциации не дают оснований предполагать обогащения щелочами поздних магматических фаз. Действием вулканогенно-экзгалиационных процессов можно объяснить локальную обогащенность пород только вблизи вулканических центров, которые приурочены преимущественно к бортовым ограничениям Онежской мульды.

Известно, что при глубинном происхождении флюидов и при их прохождении через расплав выносятся в первую очередь натрий, как обладающий наибольшим сродством к флюиду. В таком случае магматические расплавы обогащаются калием, и производные этих расплавов должны в своем химическом составе это отразить, что в действительности не наблюдается. Следовательно, основной пик метасоматоза мог происходить вне связи с основным магматизмом.

Спектры распределения элементов в субвулканических образованиях также не показывают обогащения крупноионными элементами. Имеющиеся единичные определения повышенных содержаний калия и сопутствующих ему микроэлементов, а также лития наблюдается в металевролитах Святухинско-Космозерской зоны СРД на контакте с углеродсодержащими алевролитами, при том, что пространственно сближенные с ними габбро-долериты такого увеличения концентраций элементов группы калия не демонстрируют.

В работе [2] приводятся факты о кристаллизации цирконов в габбро-долеритах Койкарско-Святоволоцкого силла (и Пудожгорской интрузии) в условиях высокой концентрации щелочей и летучих. Зафиксировано содержание Cl в амфиболе до 2,5%, F в апатитах до 5.1-6.6%). Однако, даже в самых поздних дифференциатах ККС содержание окиси калия не достигает одного вес.% при суммарном содержании щелочей, не превышающем 6 вес.%. Это заставляет усомниться в обогащенности исходного для ККС силла магматического расплава щелочами. Кроме того, хлор и фтор оказывают разное влияние на направление магматической эволюции. Cl-содержащий флюид вызывает обогащение расплава кремнеземом, глиноземом, т.е. должна наблюдаться известково-щелочная тенденция, чего нет в действительности. F-содержащий флюид как флюидный компонент с наиболее восстановленными свойствами способствует обогащению расплава железом, что и проявилось при эволюции исходного для силла расплава. Присутствие хлора, отмеченное в некоторых минералах [2], вероятно, результат более поздних

метасоматических процессов. Тем более, что в габбро-долеритах силла (севернее пос. Гирвас) картируются зоны ССВ простираения эпидот-турмалинового состава.

Базальты и габбро-долериты центральной Карелии характеризуются слабо фракционированным распределением редкоземельных элементов: $(La/Yb)_N=0,9-4,7$; $(La/Sm)_N=0,8-2,1$, $(Gd/Yb)_N=1,1-2,3$ и не показывают деплетированности тяжелыми редкими землями, что позволяет усомниться в выводе [8,9] о зарождении раннеятулийских расплавов в области гранат содержащего мантийного источника и смены их в позднем ятулии и людиковии более примитивными лавами. Петрогеохимические данные скорее свидетельствуют о генерации расплавов и ятулийских, и людиковийских в шпинелевой фации примитивной мантии.

Появление пород с геохимическими характеристиками деплетированных базальтов в вулканитах обрамления куполов Северного Приладожья, отмечавшееся ранее [10], подобные спектры в базальтах юго-западнее купольной зоны Северного Приладожья и отдельных габброидах юго-западной Карелии, вероятно, связаны с процессами рифтогенеза.

Расплавы в раннем ятулии зарождались на меньших глубинах, отсюда кварцнормативные составы и отсутствие заметного обеднения тяжелыми редкими землями. Эволюция магматизма вызывается «миграцией» очагов на большие глубины, что фиксируется появлением оливиннормативных составов. С углублением фронта магматизма становится возможной последующая миграция флюидных компонентов, ответственная за перенос и перераспределение рудных компонентов.

Литература

1. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208с. 2. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хужма Х. // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. №10. С.49-68. 3. Терехов Е.Н., Балуев А.С., Щербакова Т.Ф., Ипатьева И.С. // Докл.АН, 2012. т.442, №6. С. 795-804. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн.1. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с. 4. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с. 5. Полеицук А.В. Онежская структура Балтийского щита: геологическое строение и этапы формирования базитовых силлов в эволюции палеопротерозойского бассейна. Автореферат диссер. канд. геол.-минер.наук, Москва: ГИН РАН, 2011. 24 с. 6. Ахмедов А.М., Панова Е.Г., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Аридные палеобассейны раннего протерозоя и девона зоны сочленения Балтийского щита и Русской платформы.- СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. 140 с. 7. Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7, 2008 Вып. 4. С. 31-45. 8. Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7, 2003. Вып. 1. С. 3-32 9. Ivanicov V., Philippov N., Beljatsky B. Geochemistry of the metavolcanic rock from the Ladoga region: evidence for an Early Proterozoic oceanic crust // Geol.Surv. of Finl., 1998. vol.26.

КОШРАБАДСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ В УЗБЕКИСТАНЕ: ПЕТРОГЕНЕЗИС, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Д.Л. Конопелько

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, konopelko@inbox.ru.)

Кошрабадский массив, относящийся к герцинским постколлизийным интрузиям Тянь-Шаня, сложен двумя сериями пород: мафическими породами и кварцевыми сиенитами и гранитами главной фазы. Порфировидные гранитоиды главной фазы содержат овоиды щелочного плевого шпата и представляют собой серию полевошпатовых кумулатов. Мафические породы, локально развитые в центральной части массива, образовались в результате инъекций мафической магмы в еще неконсолидированные породы главной фазы с образованием гибридных пород и разнообразных дайковых серий. Все породы массива

отличаются очень высокой железнитостью и присутствием файалита, что свидетельствует о восстановительной обстановке формирования. Мафические породы являются результатом фракционной кристаллизации щелочно-базальтового мантийного расплава, а граниты главной фазы демонстрируют признаки контаминации коровым веществом. Высокая железнитость и повышенные содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А-типа. Данные о геохимической эволюции пород массива подтверждают генетическую связь месторождений золота в пределах массива с магматическим процессом и указывают на возможность накопления золота в остаточных кислых расплавах и на относительно быстрое формирование рудных кварцевых жил в тех же структурах, которые контролировали внедрение поздних даек. Одновременное внедрение различных по составу постколлизийных гранитоидных интрузий Северо-Нуратинского хребта, включая Кошрабадские гранитоиды [1], объясняется синхронным плавлением различных коровых протолитов в зоне трансформного сдвига в результате подъема горячего астеносферного вещества в обстановке растяжения. Циркуляция флюидов, вызванная этим процессом, обусловила мобилизацию рудных элементов из пород коры и формирование их промышленных концентраций.

Литература

1. Seltmann, R., Konopelko, D., Biske, G., Divaev, F., Sergeev, S. // Journal of Asian Earth Sciences 42, 821–838. 2011.

СУЛЬФИДНЫЙ ТЕРМОБАРОМЕТР ВЫСОКОЙ ТОЧНОСТИ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ СУЛЬФИД-СИЛИКАТНОЙ ЛИКВАЦИИ: МЕТОД ВЫВОДА И ВЕРИФИКАЦИЯ

Е. В. Коптев-Дворников, Н. С. Арьяева, Д. А. Бычков, М. И. Корина

(Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, ekoptev@geol.msu.ru)

Вывод уравнения сульфидного термобарометра. В недавно опубликованной обзорной работе Бэйкера и Моретти [1] подведены итоги пятидесятилетних исследований по моделированию растворимости серы в магмах. Авторы приходят к заключению, что сегодня предложены как эмпирические, так и термодинамические модели для расчёта содержаний серы в сульфидонасыщенных расплавах. Однако ни одна из этих моделей не является совершенной, и их точность в среднем составляет $\pm 10\%$ (относительных). Тем не менее, по мнению цитируемых авторов, «этот уровень точности достаточен для многих петрологических исследований». Это заключение является очевидным недоразумением, поскольку речь идёт о $\pm 10\%$ (относительных) не от содержаний серы, а от **логарифмов** содержаний.

Причина этого кроется в том, что все ранее предложенные уравнения для расчёта содержаний серы в сульфидонасыщенных силикатных расплавах имеют вид многомерных линейных уравнений относительно логарифмов мольной доли серы. Соответственно, коэффициенты в этих уравнениях находятся путём обработки экспериментальных данных методом многомерной линейной регрессии.

По сравнению с предыдущими исследователями мы сделали два принципиальных шага. 1. Оптимизировали не логарифмическое, а экспоненциальное уравнение. 2. Использовали аппарат статистики для определения доверительных интервалов линейной регрессии.

Большинство магматогенных сульфидных месторождений связано с расслоенными интрузивами основного и ультраосновного состава. Поэтому из всего доступного нам массива данных по растворимости FeS в силикатных расплавах были удалены

эксперименты с ультракислыми, высокотитанистыми, ультраглинозёмистыми, ультражелезистыми и высокощелочными расплавами. Полученная выборка содержит результаты 204 экспериментов в широком диапазоне составов базитовых систем, температур (1115°-1800°C), давлений (1 атм.-90 кбар), содержаний FeO от 0.9 до 20 масс.%.

Из обсуждаемых в литературе химических реакций выделения сульфидной жидкости из силикатного расплава мы решили в первую очередь исследовать возможности наиболее простой реакции, а именно $\text{FeS}_{(\text{сил})} = \text{FeS}_{(\text{сульф})}$. В этом случае из вида константы реакции следует уравнение для мольной доли серы в силикатном расплаве

$$X_S = \text{EXP} (-A/T - \beta P/T - B - CT - D \lg fO_2 - \sum J_i X_i), \quad (1)$$

где P – давление в кбар, T – абсолютная температура, fO_2 – летучесть кислорода, X_i – мольная доля i -ого компонента расплава. A , β , C , D , J_i – коэффициенты при соответствующих переменных, B – константа. Из вида известных физико-химических уравнений следует термодинамический смысл этих коэффициентов и константы: $A \sim \Delta H/R$, $\beta \sim -\Delta V/R$, $(B - CT - D \lg fO_2 - \sum J_i X_i) \sim -\Delta S/R$, где ΔH , ΔV и ΔS – энтальпийный, объёмный и энтропийный эффекты фазовой реакции, R – универсальная газовая постоянная.

Калибровку экспоненциального уравнения мы выполнили с использованием надстройки “поиск решения” в программе Excel. В качестве целевой функции использовалась сумма квадратов разностей между содержанием серы в экспериментальном стекле и расчётной величиной. Минимум целевой функции отвечает оптимальным значениям коэффициентов и константы (см. таблицу).

Таблица

Значения коэффициентов и константы

A	0	J_{Al}	84.3308	D	-0.13360	J_{Ca}	81.5042
β	36.2351	J_{Fe3+}	120.747	J_{Si}	85.3873	J_{Na}	88.7706
B	-79.2856	J_{Fe2+}	78.0160	J_{Ti}	70.1940	J_K	89.7324
C	0	J_{Mg}	83.2915				

Характер соответствия между расчётными и экспериментальными содержаниями серы в силикатных расплавах в присутствии сульфидной фазы показан на рис. 1А. Облако точек отчётливо вытянуто вдоль линии равных значений, причём значение коэффициента при аргументе в уравнении линейной регрессии на графике равно 1, а свободный член равен 0. Разности между экспериментальными и расчётными значениями содержаний серы распределены по нормальному закону. Это убедительно демонстрирует гистограмма (рис. 1Б). Следовательно, различия между экспериментальными и расчётными значениями можно рассматривать как случайные отклонения от расчётных величин, вызванные погрешностями экспериментальных и аналитических технологий. Это позволяет оценить точность нашего термобарометра, используя аппарат статистики для нормального распределения, а именно, определить доверительный интервал линейной регрессии на заданном уровне значимости.

Две кривые вблизи линии линейного тренда на рис. 1А ограничивают доверительный интервал на 5% уровне значимости. Законы статистики говорят о том, что, несмотря на то, что большая часть экспериментальных точек находится вне доверительного интервала, с вероятностью 95% истинное значение измеряемой величины (в нашем случае концентрация серы в сульфидонасыщенном расплаве) лежит в пределах этого узкого интервала. Величина доверительного интервала на 5% уровне значимости лежит в пределах от ± 0.008 до ± 0.028 мол.% серы (от ± 3 до $\pm 8\%$ относительных).

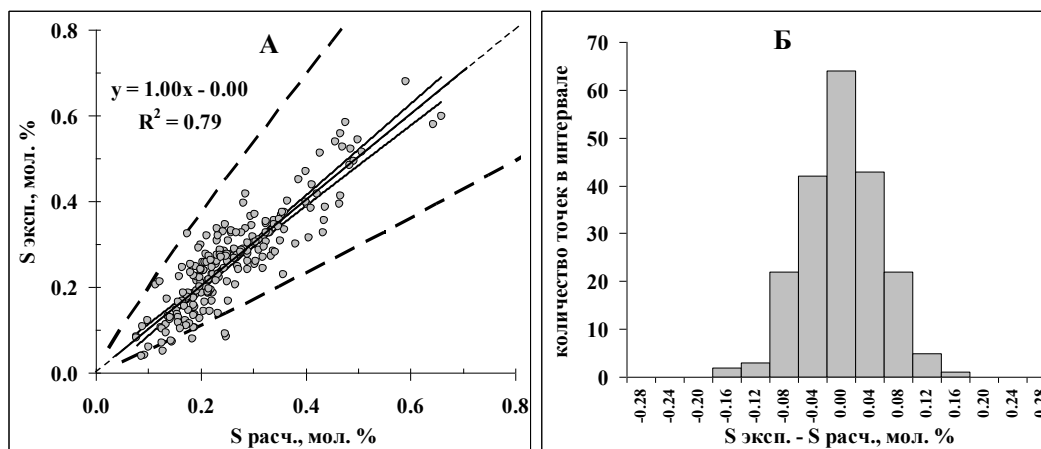


Рис. 1. График соответствия расчётных и экспериментальных содержаний серы в силикатных расплавах, насыщенных FeS (204 эксперимента в выборке).

Результат для уравнения (1) с коэффициентами из таблицы. Сплошная прямая – линейный тренд, тонкая штриховая прямая – линия равных значений (практически совпадают), две кривые – границы доверительного интервала на 5% уровне значимости, жирные штриховые кривые – потенцированные границы коридора $\pm 10\%$ (относительных) от натуральных логарифмов содержаний серы.

Для сравнения на рис.1А жирными штриховыми линиями нанесены потенцированные границы «точности» $\pm 10\%$ (относительных) от логарифмов содержаний, которые гарантируют все остальные уравнения. Вряд ли «этот уровень точности достаточен для многих петрологических исследований».

Верификация сульфидного термобарометра. Всю необходимую информацию для расчёта концентрации серы, достаточной для наступления сульфид-силикатной ликвации, можно получить при построении оптимальной модели формирования расслоенного интрузива. Мы использовали для этой цели КОМАГМАТ версии 3.5 [2, 3, 4]. Поскольку КОМАГМАТ не моделирует ритмичность, для верификации мы выбрали Ципрингский расслоенный интрузив (Северная Карелия) [5] со слабым развитием ритмической расслоенности и однократным проявлением малосульфидного горизонта в разрезе. Результаты моделирования приведены на рис. 2.

Резкое увеличение содержания меди, по данным Н.Ф.Пчелинцевой [5], в породах на высоте около 2300 метров от основания интрузива отвечает моменту отделения сульфидной жидкости в камере интрузива и формированию малосульфидного горизонта (рис. 2). На этом же рисунке показана эволюция содержания серы в остаточном расплаве по мере кристаллизации исходной магмы (по данным численного моделирования) и изменение концентрации серы, необходимой для наступления сульфид-силикатной ликвации (рассчитанной по уравнению (1)).

Видно, что на протяжении большей части истории формирования интрузива содержание серы в расплаве ниже той концентрации, которая необходима для наступления ликвации. И только когда кумулус формировался на высоте около 2300 м наблюдается пересечение этих кривых. Это означает, что именно тогда, когда поверхность кумулуса находилась на этом уровне, произошла ликвация и началось фракционирование сульфидной жидкости. За счёт ширины доверительного интервала (± 0.011 мол.%) появление кумулятивных сульфидов с вероятностью 95% следует ожидать в интервале высот от 2210 м до 2310 м.

Для сравнения на рисунке 2 приведены жирные штриховые кривые, которые ограничивают ширину интервала неопределённости, задаваемого потенцированными границами коридора $\pm 10\%$ (относительных) от натуральных логарифмов содержаний серы. Комментарии излишни. Вряд ли при такой «точности» можно хоть что-то сказать о моменте наступления сульфид-силикатной ликвации в камере интрузива.

Выводы. 1. Показано, что расчёт растворимости FeS в силикатном расплаве на основе реакции $\text{FeS}_{(\text{сил})} = \text{FeS}_{(\text{сульф})}$ подходит к широкому диапазону составов базитовых систем, температур ($1115^\circ\text{--}1800^\circ\text{C}$), давлений (1 атм.-90 кбар), содержаний FeO от 0.9 до 20 масс.%.
2. Предложенный термобарометр является сегодня единственным, гарантирующим точность лучше ± 10 относительных процентов от содержаний серы, а не от их логарифмов.
3. Уравнения термобарометров следует калибровать в экспоненциальном виде. В качестве критерия точности построений нужно использовать величину доверительного интервала на заданном уровне значимости.
5. Полученное уравнение (1) пригодно для использования в численных моделях динамики формирования расслоенных интрузивов.
6. Расчёты сульфидонасыщенной концентрации серы по результатам численного моделирования формирования Ципрингского расслоенного интрузива удовлетворительно предсказали уровень появления сульфидной фазы в интрузивной камере.

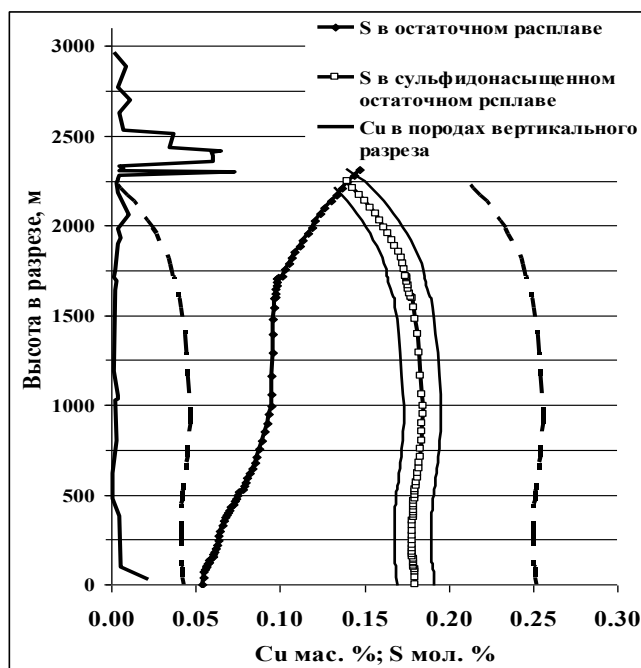


Рис.2. График распределения Cu в вертикальном разрезе Ципрингского интрузива, эволюция содержания серы в остаточном расплаве по мере кристаллизации исходной магмы и изменение концентрации серы в сульфидонасыщенных остаточных расплавах, рассчитанной по уравнению (1).

Тонкие кривые ограничивают доверительный интервал, в который с вероятностью 95% попадает истинное значение содержания серы, необходимое для наступления сульфид-силикатной ликвации. Жирные штриховые кривые ограничивают ширину интервала, задаваемого потенцированными границами коридора $\pm 10\%$ (относительных) от логарифмов содержаний серы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (инициативный проект 11-05-01027-а).

Литература

1. Baker D.R. and Moretti R. // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2011. V. 73, pp. 167-213. 2. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 212 с. 3. Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с. 4. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК "Наука/Интерпериодика", 2000. 363 с. 5. Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Васильева М.О. // Петрология, 1995. Т. 3 (6). С. 1-23.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТАПЕЛИТОВ, ГНЕЙСОВ И ГРАНИТОИДОВ В УСЛОВИЯХ ЭКЛОГИТОВОЙ ФАЦИИ

С.П.Кориковский

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, korik@igem.ru)

В высокобарических (НР) (P 11-26 кб) и ультравысокобарических (УНР) ($P > 27$ кб) метаморфических комплексах, в которых эклогитизированные базиты переслаиваются или перемежаются с кислыми породами и метапелитами, P - T параметры метаморфизма тех и других идентичны. Температура преобразований метаграувакк, метапелитов и метагранитов вместе с ассоциирующими эклогитами в субдукционных комплексах колеблется от 400 до 750°C, о чем говорит стабильность в большинстве из них цоизита, фенгита, хлоритоида, хлорита, парагонита, талька и кианита. Высокобарические гнейсы и метапелиты сложены обычными минералами кислых и глиноземистых пород, но составы и парагенезисы минералов, реакционные структуры и поля устойчивости в них часто необычные, отличающиеся от того, что установлено в умеренно-глубинных *Ky-Sil* и *And-Sil* ореолах при P 4-9 кб.

Например, магнезиальность **гранатов** в УНР метаморфических комплексах достигает 100 %, как в коэсит-пироповых метакварцитах из района Дора-Майра [1]. Проградная зональность гранатов в НР/УНР условиях иногда очень резкая, с возрастанием содержания *Prp* внутри отдельных кристаллов *Grt* от центра к краю от 25 до 85%, т.е. на 60% [2], что доказывает огромную глубину погружения в ходе УНР процесса. Сохранность проградной зональности, и зачастую отсутствие даже микронных ретроградных кайм в таких гранатах - указание на дефицит ретроградных флюидов на стадии эксгумации, и на то, что максимальные значения T^o эклогитового метаморфизма не превышали 750°C или были намного ниже.

Кардинально меняется в высокобарных метапелитах стабильность **Fe-Mg ставролита**, максимально широкая при P 5-8 кб – от 480 до 670°C. С повышением давления температурное поле Fe-Mg-*St* быстро сужается, а при $P \geq 16$ кб - полностью выклинивается [3], что приводит к исчезновению Fe-Mg-ставролита в высокобарных среднетемпературных сланцах и эклогитах. После $P \geq 11$ кб происходит инверсия относительной магнезиальности *St*, и в противоположность менее глубинным условиям $X_{Mg}(St) < X_{Mg}(Grt)$, что меняет всю конфигурацию равновесий между *St*, *Grt*, *Cld* и *Ky*, установленную для P от 4 до 9 кбар. При давлении > 16 кб стабильны только специфические Mg-ставролиты с X_{Mg} до 0.5-0.95, но лишь в Si-дефицитных (бескварцевых) глиноземистых породах или доменах [4].

Стабильность **хлоритоида**, в противовес ставролиту, с ростом давления сильно расширяется, а его предельная магнезиальность достигает 0.96 [5]. В эклогитсодержащих комплексах при $P > 15-27$ кбар **Cld-Grt-Ky-Ms-Qtz** сланцы без **St** являются самыми типичными высокоглиноземистыми породами в интервале 500-620°C, полностью вытесняя из него **St-Qtz** ассоциации. В ходе проградного распада хлоритоида с кварцем, происходящего в эклогитовой фации при T 610-620°C, возникает ассоциация либо **Grt+Chl+Ky** (P 14-19 кб), либо **Tlc+Grt+Ky** (при P 19-32 кб) [3] – обе без ставролита.

В высокоглиноземистых метapelитах эклогитовой фации одним из самых типичных минералов становится **талк**. Вместе с мусковит-фенгитом и кварцем **Tlc** участвует в парагенезисах **Tlc+Phn**, **Tlc+Ky+Phn** и **Tlc+Ky+Grt+Phn**, формирующих особую группу высокобарических сланцев под названием «whiteschists» [6], являющихся продуктом проградного распада низкотемпературного парагенезиса **Mg-Chl+Ms** при P от 10 до 32 кб, и потому эти породы являются прекрасным метapelитовым индикатором HP/UHP метаморфизма. В них может присутствовать до четырех белых слюд – фенгит, парагонит, талк и маргарит. После проградного распада хлоритоида при $P > 15$ кб доминирующими метapelитовыми парагенезисами эклогитовой фации, описанными в ряде комплексов, становятся асс. **Tlc+Ky±Phn+Qtz** и **Tlc+Grt±Phn+Qtz** в магнезиальных сланцах [7], и **Grt+Ky+Phn+Qtz** – в более железистых; обе стабильны вплоть до 700-750°C. Если whiteschists бедны K и Na (не содержат **Phn** и **Pg**), то в **Tlc-Ky** ассоциации нередко образуется жедрит, а при $T > 650^\circ\text{C}$ – ортопироксен.

Наиболее характерно для HP/UHP метаморфизма присутствие в гнейсах, метагранитах и эклогитах **фенгита** с переменным содержанием (Mg+Fe) и Si^{+4} , на чем основан эмпирический «фенгитовый барометр». Прямая связь между величиной P и содержанием Si и (Mg,Fe) в фенгитах из парагенезиса **Phn+Bt(Grt)+Kfs+Qtz** действительно существует, поскольку максимум содержания Si в **Phn** (3.60-3.65 форм. ед.) выявлен только в слюдах из UHP метагранитов и апограувакковых эклогитов. Но надежные подтверждения барического характера метаморфизма дают только Mg-фенгиты [8], но не ферро- или феррифенгиты.

При отсутствии кислого **Pl** в метapelитах при $P > 16$ кб, одной из типичных белых слюд в них является **парагонит**, формирующий вместе с мусковит-фенгитом слюдистый матрикс в сланцах эклогитовой фации. Его стабильность в HP комплексах расширяется в высокотемпературную область до 700-720°C [3].

Как и в эклогитах, устойчивость **плагноклаза** в кислых породах с нарастанием давления уменьшается, что приводит к появлению различных типов реакционных структур и псевдоморфоз, связанных с распадом **Pl** [9]. В метагранитах или обычных **Bt-Grt** гнейсах амфиболитовой фации при наложении на них эклогитового метаморфизма при $P \geq 13$ кб, в контакте **Bt** и **Pl** возникают двойные **Grt-Phn** или **Grt-Kfs** реакционные келифиты: со стороны **Bt** образуется тонкая кайма **Grt²** (его состав всегда богаче **Grs**-молекулой, чем ранний **Grt¹** в гнейсе), а со стороны **Pl** – скопление чешуек **Phn** или тонкая каемка **Kfs** [10]. Но в контактах **Pl** с кварцем и калишпатом никакие каймы не возникают, и **Pl** полностью сохраняет устойчивость – но только до момента, когда давление достигает величины, соответствующей линии реакции **Ab→Jd+Qtz**. При T 550-750°C эта реакция соответствует 15-19 кб. При этих параметрах начинается полное псевдоморфное разложение **Pl** на **Jd+Qtz**, **Jd+Zs+Qtz**, **Jd+Zs±Ky+Qtz**. Когда **Pl** контактирует с **Kfs** – к псевдоморфным минералам добавляется **Phn**. Если приток флюидов недостаточен, то процесс заканчивается полным замещением **Pl**, а также первичного биотита **Grt-Phn** псевдоморфозами. Описание подобных жадеитизированных гранитов, продуктов HP/UHP метаморфизма, часто фигурирует в литературе [11].

Цоизит или эпидот стабильны в матриксе эклогитов, НР метапелитов и гнейсов до $T \sim 750^\circ\text{C}$. При $P > 16-19$ кб **Zs** становится одним из обычных новообразованных минералов в псевдоморфозах по **Pl** в ходе его разложения на проградной стадии метаморфизма.

Общее изменение минеральных равновесий в гнейсах, метагранитах и метапелитах с ростом давления внутри эклогитовой фации можно скоррелировать с субфациями глубинности коровых эклогитов [9]. По максимальной натровости омфацитов и степени деплагиоклазизации метабазитов и кислых пород с давлением, а также в зависимости от их валового состава выделены 4 субфации глубинности: **Pl**-эклогитовая (11-12 кб), кианит-эклогитовая (13-16 кб), жадеитовая (17-27 кб) и коэситовая (> 27 кб) (значения P - при T 600-650°C).

Pl-эклогитовая субфация. Это начальная ступень эклогитовой фации, в рамках которой предельное содержание **Jd**-молекулы в **Cpx** из метабазитов с давлением постепенно нарастает от 5-6 до 30-38%, что связано с двумя реакциями: $Ab(Ab\text{-молекула } Pl) + Aug^I \rightarrow Omp_{Na-Ca}^2 + Qtz$, и $Hbl + An(An\text{-молекула } Pl) \pm Ep \rightarrow Omp + Grt + H_2O$. В результате общее содержание **Pl** в меланократовых эклогитах уменьшается вплоть до полного исчезновения, а омфацит и гранат растет. Но в обычных или мезократовых породах избыток **Pl** продолжает сохраняться, и возникает **равновесный эклогитовый парагенезис $Omp + Grt + Pl$** . В то же время эклогитизация начинается с железистых амфиболитов, тогда как их более магнезиальные разности сохраняют обычный плагиоамфиболитовый состав. В кислых гнейсах и метапелитах, лишенных богатых Са минералов, в условиях **Pl**-эклогитовой субфации глубинности вообще не происходит **никаких** реакционных эклогитообразующих трансформаций с исчезновением **Pl**, и эти породы по-прежнему представлены обычными **Bt-Ms-Pl** или **Bt-Grt-Ms-Pl** плагиогнейсами, и **Cld-Chl-Ky-Grt-Ms-Qtz** или **St-Ky-Grt-Bt-Ms-Qtz** сланцами. Без учета перечисленных ограничений типичное для **Pl**-эклогитовой субфации равновесное сосуществование и переслаивание крупнозернистых массивных **Grt-Cpx** эклогитов с **Pl**-амфиболитами, **Pl**-гнейсами и высокоглиноземистыми метапелитами [12] кажется малопонятным, создавая иллюзию тектонического коллажа из пород различной глубинности, что в общем случае является ошибкой.

Ky-эклогитовая субфация. С повышением давления до 13-14 кб продолжается увеличение примеси **Jd** в **Cpx** – первоначально до 40-42%, и происходит кардинальная смена равновесий благодаря проградной реакции $Grt_{Mg-Fe-Ca} + Ab(Olg) + Zo \rightarrow Omp (> 42\% Jd) + Ky + Qtz + H_2O$ [9]. В результате в метабазитах вместо **Grt+Pl** возникает парагенезис **Omp+Ky**, а **Pl** полностью исчезает в эклогитах. Но в более лейкократовых породах (гнейсах и метагранитах) **Pl** еще остается стабильным, хотя между **Bt** и **Pl** в них впервые возникают двойные **Grt-Phn(Grt-Kfs)**-келифитовые каймы, означающие запуск реакций типа $Bt + Pl \rightarrow Grt + Phn(Kfs) + Qtz$, которые с давлением постепенно все более ограничивают стабильность **Pl** и в кислых породах. С ростом давления до 16 кб максимальная примесь **Jd** в **Cpx** постепенно увеличивается вплоть до 70-95%, так что высоконатровые мало-Са омфациты появляются не только в эклогитах, но и в мало-Са гнейсах и метагранитах [9]. В фенгитах из этих пород с ростом P в данной субфации растет предельное содержание (Mg+Fe) и Si за счет реакций типа $Phn_{\text{мало-Si}} + Bt + Kfs \rightarrow Phn_{>Si} + Qtz$. При $P > 16$ кб в метапелитах исчезают Fe-Mg-ставролиты, и место **St**-содержащих метапелитов до T 620°C занимают **Cld-Ky-Grt-Ms-Qtz** сланцы [13] а после 620° - **Tlc-Ky-Grt-Ms($\pm Pg, Mrg$)-Qtz** whiteschists. Присутствие **Bt** ограничивается бедными Al гнейсами, и он никогда не встречается вместе с **Ky**.

Jd-субфация. В интервале от 16 до 19 кб на нижней границе данной субфации – т.е. на линии реакции $Ab \rightarrow Jd_{100} + Qtz$ - происходит окончательное разложение плагиоклаза во всех кислых породах. За счет **Ab**-молекулы **Pl** формируется **Jd**, а вместо **An**-молекулы – цоизит. Поэтому по олигоклазу и андезину образуются гомогенные или коронарные псевдомор-

фозы, сложенные жадеитом, но всегда с примесью **Zs**, **Ky**, **Phn** и **Qtz** [11]. В конечном итоге в **Jd**-субфации в кислых породах полностью исчезают плагиоклазы любого состава, а бывшие полевошпатовые гнейсы и метаграниты превращаются, например, в **Jd-Grt-Zs±Phn-±Kfs-Qtz** гнейсы [14]. Среди метapelитов до 620°C и при P 19-27 кб доминируют **Cld-Grt-Ky-Chl-Phn-Qtz** сланцы, а при T 630-720°C - **Tlc-Ky-Grt-Phn±Pg-Qtz** породы.

Козситовая субфация. Нижняя граница субфации проводится при давлении около 27 кб по линии инверсии **Qtz** → **Coe**. Классическим примером УНР метаморфизма являются козсит-пироповые кварциты и whiteschists района Дора-Майра в Альпах [1], состоящие из козсита и метаморфогенного пироба с включениями **Mg-Phn** (3.6 ф.ед. Si), **Tlc**, **Ky**, **Mg-Jd**, **Mg-Cld**, **Mg-Chl**, **Mg-Gln** и **Pg**, т.е. с минералами, обычными для whiteschists [1,2]. Параметры пика метаморфизма – T 700-750°C, P 32-34 кб [15], что соответствует погружению на 120-130 км при мизерном геотермическом градиенте 5-6°C/км. Все подобные комплексы имеют сходную минералогию (с **Coe** вместо **Qtz**), но только в Дора-Майра встречены крайне магнезиальные их парагенезисы. В **Grt-Cld-Phn**- и **Tlc-Grt-Ky**-сланцах и **Jd-Grt**-слюдяных гнейсах из других регионов породообразующие минералы имеют значительно более железистый состав. Кроме того, примерно в шести УНР метаморфических комплексах в разных частях мира обнаружен метаморфогенный алмаз, что неудивительно, поскольку давление при УНР метаморфизме нередко превышает параметры реакции графит → алмаз. Наиболее известный пример алмазодержащего комплекса - Кокчетавский массив, где микроалмазы сконцентрированы главным образом в породах кислого состава или в мраморах [16].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 11-05-00771

Литература

1. Schertl H.-P., Schreyer W., Chopin C. // Contr. Miner. Petrol. 1991. V.108. P. 1-21.
2. Compagnoni R., Hirajima T. // Lithos. 2001. V.57. P. 219-236.
3. Wei C., Powell R. // Jour. Petrol. V.45. N 1. P.183-202.
4. Sato K., Santosh M., Tsunogae N. // Amer. Miner. 2010. V. 95. P. 177-184.
5. Simon G., Chopin C., Schenk V. // Lithos. 1997. V. 41. P. 37-57.
6. Schreyer W. // Tectonophysics. 1977. V. 43. P. 127-144.
7. Raheim A., Green D.H. // Contr. Miner. Petrol. 1974. V. 43. P. 223-231.
8. Kish H.J., Sassi R., Sassi F.P. // Eur. Jour. Miner. 2006. V. 18. P. 207-222.
9. Кориковский С.П. // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339-354.
10. Prenzler J., Abart R., Keller L.M. // Miner. Petrol. 2009. V. 95. P. 303-313.
11. Gil Ibarra J.I. // Eur. Jour. Miner. 1995. V. 7. P. 403-415.
12. Кориковский С.П., Мирковский Б., Закариадзе Г.С. // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 596-613.
13. Spear F.S., Franz G. // Lithos. 1986. V.19. P. 219-234.
14. Miller C., Konzett J., Tiepolo M., Armstrong R.A., Thoni M. // Lithos. 2007. V. 93. P. 68-88.
15. Sharp Z.D., Essene E.J., Hunziker J.C. // Contr. Miner. Petrol. 1993. V. 114. P. 1-12.
16. Sobolev N.V., Shatsky V.S. // Nature. 1990. V.343. P. 742-745.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СКАПОЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР НА УРАЛЕ

В. Г. Кориневский

(Институт минералогии УрО РАН, Миасс, vgkor@mineralogy.ru)

Введение. Ни в известных справочных руководствах [1], ни в учебниках петрографии [2-4], ни в петрографических словарях [5] сведения о магматических скаполитовых породах отсутствуют. Вполне определенно о них говорится лишь в минералогических справочниках [6, 7], где отмечено присутствие первичного скаполита (мицзонита) в продуктах излияний щелочной магмы (базанитах, фонолитах, латитах), в нефелиновых и корундовых сиенитах, в пегматитах. Как и в большинстве публикаций, говорится о преобладающем развитии скаполита в породах высокотемпературных фаций (от амфиболитовой до гранулитовой) регионального метаморфизма, в образованиях контактово-метасоматического (скарнового)

происхождения, в пневматолито-гидротермально измененных габброидах и т. п. В работе [7] сообщается об ассоциации скаполита в ксенолитах глубинных пород из диатрем Австралии с пирротинном, подчеркивается, что эти породы возникли при температурах до 1100°C и давлениях 5–15 кбар. По данным экспериментов предполагается весьма существенная роль скаполита в строении глубинных частей земной коры. Работы, в которых описаны существенно скаполитовые породы магматического происхождения нам не удалось найти. Такие породы мы встретили в Ильменогорском комплексе Южного Урала.

Геологическая ситуация. Скаполитовые породы широко распространены в Ильменогорском интрузивно-метаморфическом комплексе Южного Урала. Подавляющее их число принадлежит к продуктам метасоматических преобразований амфиболитов [8]. Магматические скаполитовые породы обнаружены нами в пределах блока кальцит-доломитовых мраморов, слагающих тело длиной 57 м и поперечником 16 м (копь 287 Ильменского заповедника). Мраморы располагаются в пределах полосы бластомилонитов по гранитным пегматитам и амфиболитам, разграничивающей кыштымскую и ильменогорскую толщи. По минеральному составу карбонатных пород (доломит, кальцит, флогопит, диопсид, амфибол, титанит, фторопатит, шпинель, корунд, пирит), по наличию индукционных поверхностей одновременного роста между всеми минералами, их высокотемпературным ассоциациям эти породы отнесены к карбонатитам [9, 10]. Нелишне напомнить, что многие мраморы известных месторождений Прибайкалья, содержащие скаполит, оказались телами магматического происхождения – карбонатитами [11].

Строение магматических тел. Скаполитовые породы слагают маломощные (от 3–5 до 45 см) секущие параллельные тела (дайки) субмеридионального простирания. С вмещающими карбонатитами они имеют резкие прямолинейные контакты. Скаполитовые породы в пределах даек имеют массивное сложение, преобладающую изометрично-среднезернистую структуру с размерами индивидов 0.5–7.0 мм. В зальбандах наблюдается уменьшение зернистости. В большинстве случаев текстура пород массивная, реже полосчатая. На поверхностях образцов и в шлифах можно видеть изометрично-зернистую структуру минеральных агрегатов, индукционные поверхности синхронного роста между ними (рис.1). По морфологическим признакам индивидов минералов, их структурам и взаимоотношениям [12], по условиям залегания можно полагать, что скаполитовые породы кристаллизовались из расплава (раствора), т. е. являются магматическими.

Разновидности скаполитовых пород. Описываемые породы имеют мезократовый и лейкократовый облик. Светлоцветная часть в них может составлять от 40 до 95 % объема породы. Она представлена изометричными зернами скаполита, кварца, апатита, редко – плагиоклаза (рис. 1). Среди темноцветных минералов постоянно присутствуют зеленый диопсид, светло-зеленый эпидот, почти черный амфибол, темно-коричневый флогопит, бурый титанит, весьма редко – магнетит и пирротин. Еще раз подчеркнем, что почти все перечисленные минералы образовались одновременно, без следов реакционных взаимоотношений и замещения одних минералов другими.

По составу темноцветных минералов, относительному количеству скаполита мы выделяем разновидности пород: а) гранитовидную скаполит-кварцевую, б) габброподобную пироксен-скаполитовую, в) габброподобную скаполит-эпидотовую, и г) скаполит-флогопитовый слюдит. Поскольку магматические породы такого состава еще не описывались, вероятно, их можно будет выделить в особые разновидности под собственными названиями. Во всех этих породах скаполит является одним из главных минералов: в скаполит-кварцевой породе его около 40 об. %, кварца – 60 %, флогопита, диопсида и амфибола в сумме – около 1 % объема; в габброподобной пироксен-скаполитовой породе скаполита – 45–70 %, диопсида – 30–55 %, эпидота – до 1 %, титанита,

фторапатита, амфибола – около 1 %; в габброподобной скаполит-эпидотовой породе скаполита – около 40 %, эпидота – 53 %, плагиоклаза – около 4 %, диопсида – 1–3 %, титанита – 1.7 %, фторапатита – 1.5 %; в скаполит-флогопитовом слюдите скаполита – 40–45 %, флогопита – 40–45 %, титанита – 5 %, фторапатита – 5 %. Породы повсеместно содержат отдельные зерна амфибола, часть которых замещает пироксен. Большинство разновидностей скаполитовых пород составляет самостоятельные тела (дайки).

Минералы скаполитовых пород. Составы минералов определены на рентгеновском микроанализаторе Jeol-733. Диагностика подтверждена методами инфракрасной, рентгеновской, мессбауэровской и рамановской спектроскопии. По данным химического анализа **скаполиты** из всех разновидностей пород являются миццонитами (Me=60–77 ат. %), содержащими в заметных количествах SO_3 (0.7–1.8 мас. %) и Cl (0.1–0.3 мас. %). Обычно железа они не содержат, но их кристаллы из габброподобной пироксен-скаполитовой породы насыщены тончайшими параллельными гексагональными пластинками пирротина (рис. 1 г).

Пироксены повсеместно представлены глиноземистым диопсидом (фассаитом) с большой долей ионов Fe^{3+} , чем и объясняется его интенсивно-зеленый цвет. Богатые Fe, Al, Ca **амфиболы** являются калиевыми гастингситами. В габброподобной пироксен-скаполитовой породе краевые части зерен диопсида замещаются темно-бурой **магнезиальной роговой обманкой**. В отличие от почти бесцветного безжелезистого флогопита из вмещающих дайки карбонатитов, **флогопиты** из скаполитовых пород темно-коричневые и содержат довольно много Fe. **Фторапатит** (F = 6–9 мас. %) присутствует во всех скаполитовых породах. Столь же часто здесь встречаются мелкие кристаллы бурого **титанита** со значительными содержаниями Al_2O_3 (2–4 мас. %), что может указывать на высокотемпературные и высокобарические условия его образования. **Анортит** (№ 93) в небольших количествах (до 5 об. %) присутствует в флогопитовых слюдитах и в габброподобной скаполит-эпидотовой породе. Он образует короткотаблитчатые зерна с компромиссными границами с окружающими минералами, в том числе и со скаполитом (рис. 1 е). Следов замещения плагиоклаза скаполитом не отмечено. **Эпидотом** сложены изометричные светло-зеленые зерна в разновидностях габброподобных скаполитовых пород, в которых он может резко преобладать над подобными выделениями диопсида (рис. 1 д, е). Имеются переходы между пироксеновыми и эпидотовыми видами габброподобных скаполитовых пород. В Ильменских горах нами уже были описаны анортитовые амфиболовые и пироксеновые габбро, в которых эпидот является первичным породообразующим минералом [13]. Кроме редких включений фторапатита и циркона, в эпидоте иногда встречаются таблитчатые обособления анортита.

Таким образом, основной объем скаполитовых пород сложен минералами, содержащими весьма высокие количества CaO, Al_2O_3 . Это может говорить о высококальциевом и глиноземистом составе родоначальной магмы. Даже в мельчайших кристаллах циркона, росших синхронно с окружавшими его минералами, отдельные зоны роста обогащены Ca. Поскольку известные в мире [6, 7] находки первичного магматического скаполита приурочены к изверженным породам щелочного состава, можно полагать, что и магматические скаполитовые породы Ильмен порождены щелочно-карбонатным расплавом. Судя по минеральным геотермобарометрам, его кристаллизация в присутствии летучих (H_2O , CO_2 , F, S, Cl) проходила при давлениях около 8 кбар и температурах около 700°C.

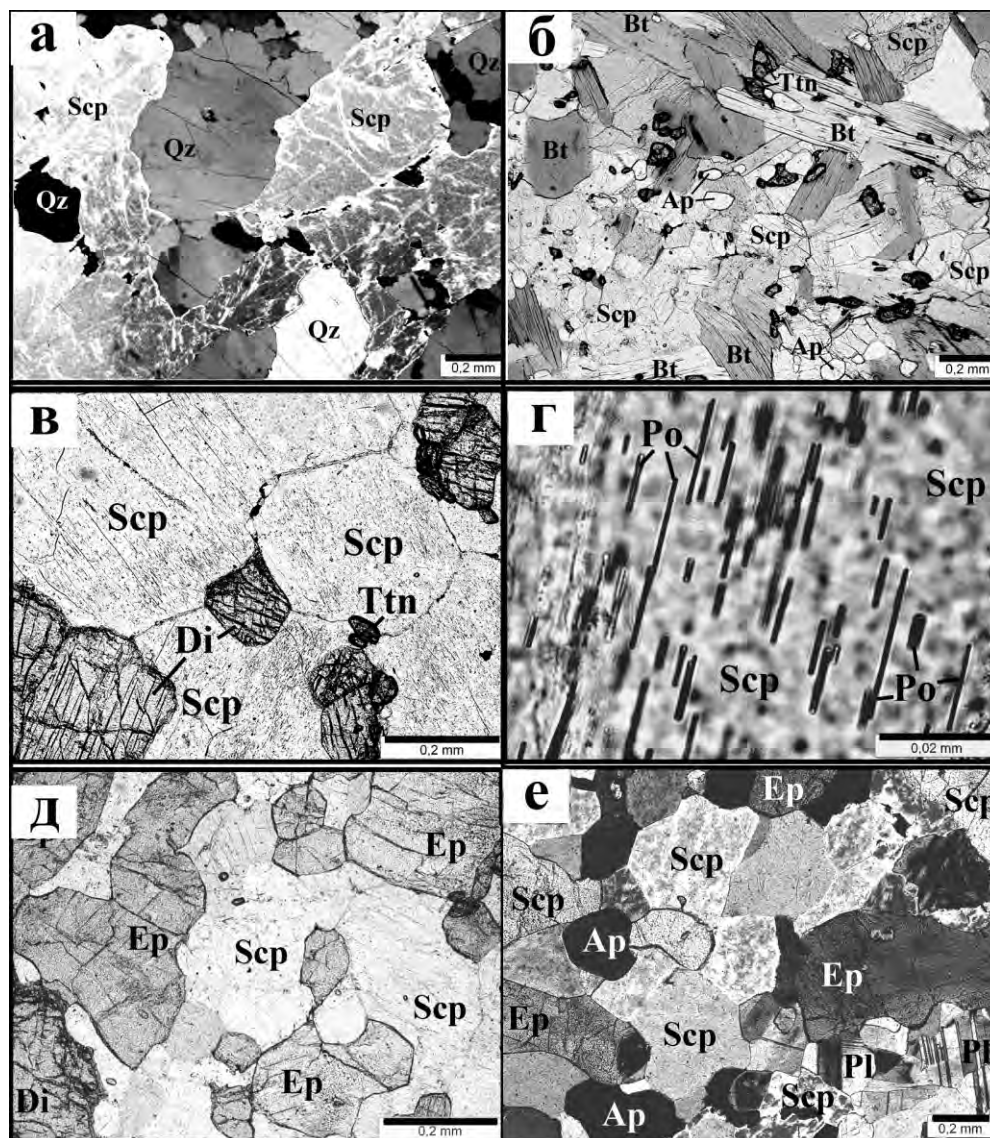


Рис. 2. Фото шлифов магматических скаполитовых пород Ильменских гор.

а – гранитовидная скаполит-кварцевая порода из дайки. Изометричные зерна кварца (Qz) соприкасаются с зернами скаполита (Scp) по компромиссным поверхностям одновременного роста. Фото с анализатором; б – апатит (Ap)-титанит (Ttn)-скаполитовый (Scp) – флогопитовый (Bt) слюдит из дайки; в – неравнозернистая структура габброподобной пироксен (Di) – скаполитовой породы. Зерна всех минералов изометричны, поверхности – индукционные; г – параллельные вроски гексагональных пластинок пирротина (Po) в кристаллах скаполита из дайки габброподобной пироксен (Di) – скаполитовой породы; д – неравнозернистая структура габброподобной скаполит-эпидотовой породы из дайки. Характерна изометричная форма зерен минералов; е – компромиссные границы синхронного роста кристаллов скаполита, эпидота, апатита и плагиоклаза в «эпидотовом скаполитовом габбро» из дайки.

Литература

1. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования: справочное издание. С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 127 с. 2. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.

3. *Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.* Петрография магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1967. 324 с.
4. *Кабанова Л. Я.* Петрография магматических горных пород. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с. 5. *Рыка В., Малишевская А.* Петрографический словарь. М.: Недра, 1989. 590 с. 6. *Минералы. Справочник. Т. V.* Каркасные силикаты. Вып. 2. Фельдшпатоиды. М.: Наука, 2003. 379 с. 7. *Годовиков А. А.* Минералогия. Издание 2-е. М.: Недра, 1983. 647 с. 8. *Дубинина Е. В., Вализер П. М.* // Уральский минералогический сборник № 16. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 86–95. 9. *Попов В. А., Попова В. И.* Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минералогический альманах. Т. 9. М.: Ассоциация Эконост, 2006. 152 с. 10. *Попов В. А.* // Геохимия, петрология и генезис щелочных пород. Материалы Всероссийского совещания. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 200–203. 11. *Попов В. А.* // Уральский минералогический сборник № 9. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 102–108. 12. *Попов В. А.* Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с. 13. *Кориневский В. Г.* // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 214–220.

ДЕБАСИАЛИЗ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИТОВ

Т. Я. Корнев

(Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск, coi603060@ya.ru)

Необходимость установления эволюции магматитов и факторов ее обуславливающих не вызывает сомнения. При изучении природных явлений всегда ей придавалось большое значение, что наиболее наглядно видно на примере биологии, где эволюционный анализ позволил установить все ступени эволюции видов и доказать ее ведущий фактор – естественный отбор. Изучение эволюции магматитов и их ассоциаций и серий вполне может дать ключ к установлению механизма дифференциации самого вещества земной коры и эволюции магматитов и парапород, составляющих ее основу.

Решение проблемы эволюции магматитов обычно проводится на примере их ведущих представителей – гранитоидов, базитов, ультрабазитов, щелочных пород и их вулканогенных аналогов, и зачастую без учета эволюции состава и объема парапород – пелитов, песчаников, карбонатных и других отложений, хотя состав и объем парапород тоже соответственно изменяется в геологической истории. Имеются разные подходы к изучению эволюции магматитов и парапород с попытками установления разных механизмов их эволюции.

Полученные за последние годы новые данные все больше убеждают в том, что эволюция магматитов и парапород происходит комплиментарно и связана с единым ведущим механизмом, который собственно и обуславливает дифференциацию и расслоение вещества земной коры и эволюцию всех пород и их ассоциаций в зонах магматизма, тектономагматических циклах и в геологической истории. Они указывают на то, что не мантийные, а в основном внутрикоровые и экзогенные физико-химические процессы обуславливают дифференциацию вещества земной коры и верхней мантии и эволюцию пород и магм при магматической, метаморфической и осадочной дифференциации. Первичным источником магматитов и парапород земной коры является вещество верхней мантии, средний состав которого близок к базальт-пикритовому.

Решить проблему эволюции магматитов можно на примере крупного магмоактивного региона полициклического развития с длительной историей геологического развития и многократным формированием в нем магматитов, чтобы исключить фактор латерального изменения их состава. Этим условиям вполне отвечает Саяно-Енисейский регион, включающий сближенные в пространстве Енисейский кряж, Восточный и Западный Саяны и смежные с ними территории юго-западной части Сибирской платформы практически с одинаковой историей геологического развития и степенью зрелости его земной коры. На его территории магматиты в огромных объемах проявлялись в архее, раннем протерозое,

рифее, палеозое, мезозое и кайнозое, в периоды архейского, карельского, байкальского тектономагматических циклов и в этапы активизации в фанерозое [2, 3, 4, 5].

Автором в этом регионе в течение 50 лет непрерывно и целенаправленно проводились геологосъемочные, поисковые работы, геолого-петрологические и прогнозно-металлогенические исследования с детальным изучением вещественного состава магматитов и парапород всех эпох геологической истории. На основании полученных данных и обобщения всех материалов предшественников установлена эволюция магматитов и парапород от архея до кайнозоя [2, 3, 4, 5].

Выявлено, что объем гранитов от древних к молодым эпохам увеличивается, а состав становится более кислым и щелочным. Такая же эволюция состава установлена по базитам, но из-за повышенного метаморфизма и гранитизации (дебазификации) их в раннем докембрии, общая тенденция их изменения зачастую искажается, и вместо обычной гомодромной направленности устанавливается участками антидромная. Щелочных пород в раннем докембрии нет, впервые они появились только в позднем рифее, и их объем и повышение в них щелочности со временем увеличиваются.

Впервые в этом регионе выявлены коматииты архейского, раннепротерозойского и рифейского возрастов, развитые вдоль 13-ти зеленокаменных поясов. В их пределах коматииты развиты в составе золотоносных риолит-коматиит-базальтовых комплексов (формаций), сформированных в результате дифференциации пикрит-базальтовой магмы. Карбонатных отложений в архее нет, они появились в небольшом объеме только в раннем протерозое, и впоследствии их объемы последовательно увеличивались. Метапелиты в раннем докембрии являются по составу более мафитовыми и менее щелочными, со временем они становятся в среднем все более кислыми и щелочными [3]. Исходный алюмосиликатный состав земной коры в раннем докембрии был более мафитовым и менее щелочным, за геологическую историю он стал более кислым и щелочным. Комплементарные ему составы вещества осадочных оболочек коры являются более мафитовыми и менее щелочными. Средневзвешенный состав их и магматитов близок таковому андезитов, что указывает на то, что верхняя половина земной коры по составу отвечала андезитам.

Выявленное в регионе комплементарное изменение объемов и состава магматитов и парапород и их ассоциаций с учетом таких же данных по другим магмоактивным зонам позволяют связывать их эволюцию с единым механизмом - дебазификацией, широко проявляющейся в земной коре, особенно в пределах континентов. Она наблюдается и доказывается материалами геологических наблюдений, петрографическими и геохимическими исследованиями, экспериментальными работами и подтверждается расчетом баланса вещества [2, 3, 4].

Физико-химический механизм дебазификации основывается на общеизвестной разной растворимости и подвижности в водных растворах и флюидах трех групп ведущих петрогенных элементов, составляющих до 95% вещества земной коры, - наиболее подвижной базитовой (Ca, Mg, Fe), менее подвижной и инертной сиалитовой (Si, Al) и щелочной (Na, K), сохраняющих в целом эти свойства в пределах всех геотектонических зон земной коры и эпох ее развития. Разная степень растворимости и подвижности базитовых и сиалитовых петрогенных элементов обуславливает последовательный частичный вынос базитовых элементов из пород и расплавов и относительное обогащение их менее растворимыми и слабо подвижными кремнием и алюминием, в результате чего породы и расплавы становятся более кислыми. При дополнительном привносе с растворами весьма подвижных Na и K они становятся более щелочными.

Происходит последовательное покисление и ощелочение исходных пород и магм. Этот процесс вызывает направленную дифференциацию вещества земной коры и наиболее

активно в пределах мощных потоков флюидов и вод-растворов гидросферы Земли. Наиболее активно он протекает в условиях повышенных РТ-обстановок и интенсивной их инфильтрации при осадочной дифференциации, метасоматозе, метаморфизме, вулканизме и интрузивном магматизме. Ведущим двигателем дифференциации и дебазификации является постоянно действующий круговорот воды гидросферы Земли океан – континент – океан. Этим механизмом объясняется разный магматизм континентов и океанов и слабое развитие гранитоидов в океанах.

Формирование гранито-метаморфического слоя земной коры и эволюции формировавшихся за счет него гранитоидов связано не с привнесением гранитизирующих элементов из бедной ими мантии, а в основном в результате перераспределения петрогенных элементов исходного андезит-базальтового субстрата земной коры под действием механизма дебазификации при процессах метасоматоза, осадочной дифференциации, метаморфизма и локального плавления, обуславливающих вынос из него значительной части базитовых элементов и переотложение их в верхних частях земной коры и в бассейнах осадконакопления.

На сегодня имеется достаточно большой объем экспериментальных работ, доказывающих образование за счет исходной базальтовой магмы под действием механизма магматической дебазификации, обусловленной сквозьмагматическими растворами и флюидами с получением в локальных зонах более кислого состава с образованием за счет него андезитов, дацитов, риолитов, диоритов, гранитоидов, имеющих между собой постепенные переходы [1, 2]. Они подтверждают предложенную автором глобально проявляющуюся петрогеохимическую модель расслоения и эволюции земной коры под действием механизма дебазификации, которая доказывается на примере современных и древних вулканических зон, зеленокаменных и орогенных поясов и других магноактивных зон [2, 3, 4, 5].

Модель дебазификации достаточно хорошо доказывается геологическими, петрографическими, петрогеохимическими и экспериментальными исследованиями. Дробленные базиты, через которые в автоклавах пропускаются растворы и флюиды, становятся по химическому составу более кислыми, вплоть до андезитов, дацитов и риолитов. В петрологии на сегодня термин "дебазификация" сравнительно часто используется при описании процессов метаморфизма, метасоматоза, вулканизма и гранитизации. Вместе с тем, он используется и при характеристике покисления пород при низких температурах – спилитизации, кальциево-магниево-магниево-железистом метасоматозе, альбитизации плагиоклазов и окварцевании. Диапазон обстановок его проявления широк – от диагенеза до гранулитовой фации, он проявляется в корях выветривания и в условиях современного дна океанов. При вулканизме, особенно в очаговых зонах, с процессами дебазификации связано формирование за счет базальтовой магмы средних и кислых вулканитов и связанных с ними колчеданных, полиметаллических и железных руд, образование карбонатных и железистых отложений и вторичных кварцитов, являющихся комплиментарными образованиями.

Термин "дебазификация" в целом дает правильное, но неполное представление о рассматриваемых процессах покисления пород и расплавов, обозначая только начальную их стадию – высвобождение и частичное удаление из дебазифицированного субстрата базитовых элементов (Ca, Mg, Fe и др.). Параллельно с ним в этом же субстрате происходит относительное накопление менее растворимых и инертных сиалитовых элементов (Si, Al и др.) и формирование более кислого состава с образованием новых сиалитовых минеральных ассоциаций. Такой процесс имеет название "сиализация" или кратко - "сиализ". Поэтому для более полной характеристики рассматриваемого процесса автор предлагает объединить термины "дебазификация" и "сиализация" в один более емкий – "дебасиализ". Он

объединяет в себе два тесно связанных и одновременно идущих процесса - дебазификацию и сиализацию под действием единого механизма дебасиализа.

Этот процесс обуславливает дифференциацию вещества земной коры при осадконакоплении, метасоматозе, метаморфизме и магматизме. Он является ведущим фактором дифференциации и эволюции земной коры, слагающих ее пород и магматических расплавов с тех пор, как на планете Земля появился и активно действует мощный круговорот воды гидросферы континент - океан – континент, играющий большую роль в расслоении и эволюции земной коры.

В последние годы все больше петрологов считает, что за счет мантийной базитовой магмы наряду с базитами участками в зонах дифференциации образуются значительные объемы до 15-20% средних и кислых пород – андезитов, дацитов, риолитов, диоритов, гранитов, а также пикритов и перидотитов. Все они являются комплиментарными образованиями. Нередко они совместно слагают ритмичные пачки и имеют между собой постепенные переходы. В отношении механизма дифференциации магмы и эволюции образовавшегося за счет нее всего спектра магматитов - от перидотитов до риолитов и гранитов у петрологов имеются разные мнения. Автором доказывается, что ведущим механизмом их образования является магматический дебасиализ. Осуществляется он сквозьмагматическими флюидами и растворами в промежуточных магмоактивных зонах земной коры при интенсивной инфильтрации вдоль глубинных разломов, при высоких РТ-условиях. С этим связана повышенная рудоносность в таких дифференцированных комплексах пород, поскольку массовое прохождение растворов через магму обуславливает ее дифференциацию и дебасиализ, способствует высвобождению и концентрации рудных элементов (медь, золото, полиметаллы, железо, марганец и другие) с образованием рудных месторождений.

Процессы дебасиализа и его продукты устанавливаются в современных обстановках интенсивной инфильтрации растворов и флюидов, несущих в себе высокие содержания Са, Mg, Fe и значительно большие, зачастую в несколько раз, чем Si и Al, по сравнению с таковыми их в самих алюмосиликатных породах [2, 3]. Наиболее наглядно это видно в очаговых зонах современного вулканизма. Первичные ведущие минералы магматитов - плагиоклазы, пироксены, оливин и другие - в этих неравновесных обстановках замещаются на более устойчивые сиалитовые – кислые плагиоклазы, альбит, кварц, ортоклаз, биотит, мусковит, серицит. Базиты и андезиты преобразуются в альбит-хлоритовые и амфиболовые сланцы, амфиболиты, диориты, дациты и риолиты – в серицит-кварцевые породы и вторичные кварциты. Все они изменяют свой состав в сторону более кислую, а при дополнительном привносе щелочей они становятся более кислыми и щелочными, более устойчивыми в этих обстановках земной коры. Происходит как бы естественный отбор более кислых и щелочных пород, более устойчивых в этих неравновесных обстановках.

В последующих тектономагматических циклах за счет дебазифицированных магматитов и вмещающих алюмосиликатных парапород будут формироваться более кислые коровые расплавы и образовываться за счет них еще более кислые и щелочные магматиты (гранитоиды, диориты, сиениты и другие). Мантийные базитовые магмы, проходя через все увеличивающуюся мощную земную кору со все более кислым и щелочным алюмосиликатным субстратом, будут ассимилировать в себе их более кислый и щелочной материал и широко развитых в них вод-растворов и флюидов, насыщенных щелочами и становиться еще более кислыми и щелочными. Этим объясняется эволюция состава и объема магматитов и парапород в геологической истории. Эволюция коровых магматитов - гранитоидов в сторону более кислого и щелочного состава происходит в соответствии с направленным поокислением состава гранито-метаморфического слоя, за счет расплавления которого они образуются.

Литература

1. Зотов Н.А., Перцев П.И. // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 23-31. 2. Корнев Т.Я. // Материалы геологической конференции. Красноярск, Красноярское книжное издательство, 1966. С. 191-203. 3. Корнев Т.Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени. М.: Недра, 1986. 128 с. 4. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск, КНИИГМС, 2004. 176 с. 5. Корнев Т.Я. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, ТГУ, 2009. С. 177-181.

**ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
ГРАНУЛИТ–ЭНДЕРБИТ–ЧАРНОКИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ**

Н.Е. Король

(Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, korol@krc.karelia.ru)

Гранулит–эндербит–чарнокитовые (ГЭЧ) комплексы представляют собой совокупность метаморфических, магматических, ультраметагенных и метасоматических пород, близких по условиям, времени и характеру формирования на гранулитовых этапах метаморфизма архейских образований Карелии.

Детально изучены ГЭЧ комплексы, имеющие широкое развитие и являющиеся неотъемлемыми составляющими Беломорского подвижного пояса (БПП): Нотозерский (оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро), Керчугский (оз. Керчуг), Вичанский (п-ова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть), Поньгомнаволоокский (губа Поньгома – п-ов Поньгомнаволоок Белого моря) и Карельского кратона (КК): Тикшеозерско-Пяозерский (оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро), Вокнаволоокский (пос. Вокнаволоок); Тулосский (оз. Тулос), Онежский (вост. побережье Онежского озера).

Геолого-петрологические исследования выявили сходные и отличающиеся признаки в метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов.

Прежде всего, они характеризуются гранулитовыми – одним или двумя, и последующим диафторическим – этапами развития, соответствующими условиям метаморфизма гранулитовой и далее от амфиболитовой к ($\pm$) эпидот-амфиболитовой, реже, до зеленосланцевой фаций.

Первый (I) гранулитовый этап, включающий от одного до четырех периодов, осуществляется во всех комплексах в режиме умеренных и (или) пониженных давлений и пределах оптимальных колебаний температур 750–870°C. При этом температурном режиме в беломорских ГЭЧ комплексах значения давлений гранулитового метаморфизма составляют 6–8 кбар. В Карельском кратоне на I гранулитовом этапе эти величины изменяются от 5 до 7 кбар в Тикшеозерско-Пяозерском и от 5.4 до 7.6 кбар в Вокнаволоокском ГЭЧ комплексах. Первый гранулитовый метаморфизм Тулосского ГЭЧ комплекса осуществляется при $T = 751\text{--}880^\circ\text{C}$ и $P = 4.9\text{--}5.2 \pm 1$ кбар.

Уникальный для Беломорского подвижного пояса и всего Фенноскандинавского щита, самый ранний период первого этапа, фиксируется только в Вичанском ГЭЧ комплексе и характеризует статический метаморфизм гранулитовой фации [1], при котором образуются $Orx + Cpx + Pl \pm Or \pm Qz$ парагенезисы в основных–средних–кислых метавулканитах, сохранивших первичные структурно-текстурные признаки эффузивов.

Выделяются – беломорские и тикшеозерско-пяозерский ГЭЧ комплексы с полным развернутым (1, 2, 3 периоды), и – Тулосский, Вокнаволоокский, Онежский (КК) – с упрощенным (1, 2 периоды) типом метаморфической эволюции I гранулитового этапа.

Во всех ГЭЧ комплексах фиксируется первый (1) период I этапа. В условиях двупироксеновой субфации гранулитовой фации формируются $Orx + Cpx + Pl \pm Qz$, $Orx + Cpx \pm Ol \pm Pl$ парагенезисы в супракrustальных основных, средних, кислых гранулитах; ($\pm$)

магматических породах – ультрабазитах – основных ультрабазитах – меланократовых габброидах. Метавулканыты Вичанского участка перекристаллизовываются в типичные двупироксеновые гранулиты. С заключительными стадиями первого периода в беломорских ГЭЧ комплексах связаны процессы незначительной ранней эндербитовой мигматизации.

Известно, что Западно-Беломорский и Восточно-Беломорский домены БПП, отличаются по характеру геодинамической обстановки и типам P - T - t трендов [2]. Беломорские ГЭЧ комплексы – Нотозерский и Поньгомнаволоцкий, входящие в состав этих доменов, характеризуются противоположной последовательностью формирования определяющих главных групп пород. Образования единого интрузивного ряда толеитовой – известково-щелочной серии – габброиды – габбро-диориты – двупироксеновые (диориты – кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты) и связанные с ними порфировидные чарнокитоиды формируются во втором периоде I этапа в Нотозерском ГЭЧ комплексе и в третьем – в Поньгомнаволоцком. В этом аспекте с Нотозерским сопоставляется Тикшеозерско-Пяозерский ГЭЧ комплекс (КК). Эндербиты – чарнокитоиды известково-щелочной серии, образующиеся при процессах региональной мигматизации и гранитизации, формируются в последних двух комплексах в третьем периоде, в Поньгомнаволоцком – во втором. В Нотозерском ГЭЧ комплексе период образования эндербитов-чарнокитоидов данной серии пород оценивается в интервале 2777–2756 млн лет [3]. В Тулосском, Вокнаволоцком, Онежском ГЭЧ комплексах (КК) с упрощенным типом метаморфической эволюции I гранулитового этапа, последний завершается вторым периодом, соответствующим формированию ультраметагенных и интрузивных эндербитов ± чарнокитоидов известково-щелочной серии.

Установлено [4], что независимо от принадлежности к периодам I гранулитового этапа и конкретным ГЭЧ комплексам привнос натрия и воды при эндербитовой мигматизации и повышение потенциала щелочей в гранулитовой фации способствует частичной, а при увеличении интенсивности полной, амфиболизации пироксенов в ранних гранулитовых парагенезисах и образованию обогащенных титаном амфиболов. Расчеты реакций минеральных замещений ($Orx + Cpx + Pl \rightarrow Amp$) показывают, что для гранулитовой амфиболизации основных гранулитов с плагиоклазом, содержащим более 50% An , необходим привнос Na и H_2O , для средних и кислых ($Pl < 50\% An$) – достаточно участия только водного флюида. По мере нарастания замещения пироксенов амфиболом первичные основные двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы превращаются в двупироксен-амфибол-плагиоклазовые, с поокислением Pl , а при более интенсивном процессе – в амфиболиты. Образование $Orx + Cpx + Amp + Pl$ и $Amp + Pl$ парагенезисов в основных гранулитах и метагабброидах осуществляется в условиях от двупироксен-роговообманковой до роговообманковой субфаций гранулитовой фации. После формирования парагенетических ассоциаций в эндербитах, под воздействием остаточных водных флюидов происходит гранулитовая амфиболизация в средних и кислых породах с минимальным проявлением в самих эндербитах. Ранние парагенезисы чарнокитоидов, завершающих процессы региональной мигматизации и гранитизации, как правило, не содержат амфибола. Рассмотренная гранулитовая амфиболизация отличается, по геохимическому режиму, P - T параметрам и типу амфиболов от таковой, связанной с последующим диафторезом в условиях амфиболитовой фации.

О.И. Володичевым [5] при изучении метаморфической эволюции гранулитовых образований Тулосского ГЭЧ комплекса впервые был выделен II гранулитовый этап или гранулитовый метаморфизм II, который, по мнению данного автора, сопоставлялся по времени с началом коллизионных процессов в БПП, и представлял собой, вероятнее всего, заверченный процесс поздней изофациальной перекристаллизации до стадии

деструктивных изменений пород. В частности, переходы средних гранулитов в *Bt-Orp-Cpx*, энтербитов в *Bt-Orp±Cpx*, *Orp-Bt*, *Bt*, *Grt-Bt*, *Crd-Grt-Bt*, чарнокитоидов в *Bt-Or* гнейсы.

Исследования последних лет показали, что практически во всех ГЭЧ комплексах Карелии выделяются процессы реметаморфизма гранулитовых образований [6], которые в различной степени могут фиксировать начало или проявление II гранулитового этапа в их метаморфической эволюции. Общей закономерностью преобразований является их осуществление после завершения процессов энтербитообразования и, связанной с ними, гранулитовой амфиболитизации пород. Единными, для всех комплексов, признаками поздней изофациальной перекристаллизации являются: укрупнение одноименных гранулитовых минералов, часто с реликтами ранних генераций, взаимопрорастания до стадий «балансирующего равновесия», пойкилопорфиробластические формы выделения зерен, становление новообразованных *Orp + Cpx ± Amp ± Bt + Pl ± Or ± Qz* парагенезисов основных, средних и кислых гранулитов, энтербитов и чарнокитоидов, нивелирующих более ранние.

Детальное изучение реметаморфических преобразований основных гранулитов из ксенолитов в энтербитах в Нотозерском (БПП), Онежском и Тулосском (КК) ГЭЧ комплексах показало, что эти процессы могут осуществляться как в спокойной тектонической обстановке, без формирования директивных структур (оз. Нотозеро, оз. Тулос, Онежское озеро), так и в *shear*-зонах (оз. Тулос). В Нотозерском ГЭЧ комплексе переход от ранних (I) парагенезисов к поздним (II) происходит при незначительном возрастании температур ($750\text{--}831^\circ\text{C} \rightarrow 752\text{--}859^\circ\text{C}$), в верхнем пределе колебаний, с изменением давления от 8.0–7.2 кбар (I) до 8.0–6.1 (II) и, даже понижением, до 5.6 кбар. Процессы осуществляются под воздействием остаточных водных флюидов и являются, по сути, сочетанием метаморфической перекристаллизации с привносом магния и кальция и выносом железа. В Онежском ГЭЧ комплексе становление ранних (I) и переходы к поздним (II) парагенезисам основных гранулитов в центре ксенолита происходят при близких температурах ($754\text{--}870^\circ\text{C} \rightarrow 750\text{--}877^\circ\text{C}$). Оптимальные давления реметаморфизма составляют 5.5–6.1 кбар. В краевой зоне ксенолита поздняя изофациальная перекристаллизация осуществляется при температурах $750\text{--}879^\circ\text{C}$, близким к предыдущим, но с увеличением давления до 6.6–6.8 кбар. Реметаморфические преобразования происходят одновременно в пределах всего ксенолита под воздействием остаточных водно-натриево-калиевых флюидов и представляют собой сочетание метаморфической перекристаллизации с привносом натрия, калия и воды, более интенсивным в краевой части ксенолита, с чем связан, здесь, и некоторый вынос магния. Время раннего (I) гранулитового метаморфизма оценивается здесь, как 2739 ± 17 млн. лет, позднего (II) – 2701 ± 14 млн. лет [7].

В основных гранулитах Тулосского ГЭЧ комплекса, в спокойной тектонической обстановке, становление исходных парагенетических ассоциаций и их реметаморфические преобразования (I $\rightarrow$ II) совершаются в близком температурном режиме ($752\text{--}867^\circ\text{C} \rightarrow 750\text{--}871^\circ\text{C}$), но с небольшим возрастанием давления (4.9–5.2 кбар $\rightarrow$ 5.4–5.9 кбар). Процесс осуществляется под воздействием остаточных водных флюидов и представляет собой сочетание компенсационной метаморфической перекристаллизации с незначительным выносом магния и некоторой подвижностью алюминия. В кристаллосланцах *shear*-зон – температуры ($753\text{--}875^\circ\text{C}$) реметаморфизма (II) близки к предыдущим, при этом давления возрастают до 6.1–7.1 кбар. Здесь преобразования происходят под воздействием остаточных щелочно-водных флюидов и представляют собой сочетание метаморфической перекристаллизации с привносом калия, натрия и выносом магния.

Дальнейшее углубленное изучение реметаморфизма в различных типах пород позволит подтвердить выделение в метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов два этапа гранулитового метаморфизма, сменяющих друг друга.

Реметаморфизм во всех ГЭЧ комплексах предшествует диафторическим преобразованиям пород в условиях от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой и далее до ($\pm$) зеленосланцевой фаций. В ГЭЧ комплексах БПП на диафторическом этапе метаморфической эволюции осуществляется перекристаллизация гранулитовых образований в условиях от кианитовой – амфиболитовой ($T = 700^{\circ}\text{--}590^{\circ}\text{C}$, $P = 10\text{--}9$ кбар) до кианит–мусковитовой – эпидот-амфиболитовой ($T = 580^{\circ}\text{--}490^{\circ}\text{C}$, $P = 9\text{--}8$ кбар) фаций высокобарического метаморфизма беломорского типа [1]. Во всех ГЭЧ комплексах Карельской структуры этап диафтореза осуществляется в условиях амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фаций, с последующим проявлением – зеленосланцевой, только в двух из них – Тикшеозерско-Пяозерском и Онежском.

Диафторические процессы амфиболитизации, гранатизации, биотитизации, эпидотизации и их сопряженные проявления, а также изменения составов биотитов, моноклинных пироксенов, гранатов, полевых шпатов, низкотемпературные минеральные замещения приводят к превращению гранулитовых образований в амфиболиты, диопсид–плаггиоклазовые и эклогитоподобные породы, эпидозиты, гнейсы, апоэндербиты–апочарнокиты. Диафторез осуществляется под воздействием глубинных флюидов.

Основные типы диафторических процессов, представляющие собой изохимическую и близкую к ней перекристаллизацию, преобладают в Онежском ГЭЧ комплексе, реже проявлены во всех остальных, где преобладает сочетание метаморфической перекристаллизации с метасоматическим привнесением ($K, \pm Ca, \pm Na, \pm Mg, \pm Fe$) или выносом ($Mg, \pm Fe, \pm K, \pm Na$) ряда компонентов.

ГЭЧ комплексы Карелии, прошли сложную полиэтапную метаморфическую эволюцию и во многом определили геологическое строение и вещественный состав архейских образований Фенноскандинавского щита.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00168-а)

Литература

1. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Ленинград: Наука, 1990. 245 с.
2. Володичев О.И. // Карелия и РФФИ. Тезисы докладов научной конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 59–60.
3. Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Володичев О.И. // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: , 2011. С. 217–220.
4. Король Н.Е. // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 378–396.
5. Володичев О.И., Король Н.Е., Лобанок Е.И. // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Оперативно – информационные материалы. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1994. С. 50–55.
6. Король Н.Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. Вып. 14. С. 8–32.
7. Слабунов А.И., Король Н.Е., Бережная Н.Г., Володичев О.И., Сибелев О.С. // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. С. 215–217.

ПЛАТОБАЗАЛТЫ В ЛОВОЗЕРСКОМ И ХИБИНСКОМ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ю.А. Корчак, Я.А. Пахомовский, В.Н. Яковенчук, Г.Ю. Иванюк
(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, ulya_korchak@mail.ru)

Крупнейший в мире Хибино-Ловозерский комплекс нефелиновых сиенитов и феоидолитов расположен в западной части Кольского полуострова на стыке архейских гранитогнейсов Кольско-норвежского мегаблока и протерозойских сланцев зеленокаменного пояса Имандра-Варзуга. Поскольку с этим комплексом связаны гигантские месторождения фосфора, титана, ниобия и редкоземельных металлов (70–100% российских запасов), его изучению посвящено огромное количество работ. Тем не менее,

самый ранний, трапповый, этап формирования Хибинского и Ловозерского вулканоплутонических комплексов до сих пор ускользал из поля зрения большинства исследователей.

Ловозерский щелочной массив сложен ритмично чередующимися субгоризонтальными (падающими под углами 5–10° к центру) слоями нефелиновых сиенитов фойяит-малиньитового ряда (луявритов) и ийолит-уртитов. Всю совокупность таких слоев подразделяют [1] на два комплекса – дифференцированный (или расслоенный, внизу) и эвдиалитовых луйавритов (наверху). В виде согласных линзовидных или пластообразных тел в этих двух комплексах присутствуют пойкилитовые нефелиновые и содалито-нефелиновые сиениты.

Главная особенность геологического строения Хибинского массива – концентрически-зональное расположение слагающих его пород, среди которых преобладают (более 80% площади) однообразные по составу нефелиновые сиениты (фойяиты). Интрузия фойяитов разделена на две приблизительно равные части Главным коническим разломом, выполненным фойидолитами (мельтейгиты – ийолиты – уртиты), окруженным оторочкой пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов) и переходных между ними и фойяитами “неравномернозернистых” нефелиновых сиенитов (лявочорритов). Апатито-(титанито)-нефелиновые породы формируют линзовидные залежи в апикальных частях фойидолитовой толщи и связаны с ней постепенными переходами [2].

Важными структурными элементами описанных массивов являются ксенолиты вулканогенных и осадочных пород ловозерской свиты. Форма ксенолитов пластовая, линзовидная, реже изометричная, а располагаются они согласно структуре соответствующего массива: окаймляют с двух сторон кольцевую интрузию фойидолитов в Хибинском массиве или послойно «нашпиговывают» щелочные породы в Ловозерском [3]. Количество этих пород в обоих комплексах вполне сопоставимо с объемом фойидолитов.

К породам ловозерской свиты относятся базальты, в том числе оливиновые, а также их эффузивные аналоги (туфы, туфобрекчии) с большим или меньшим участием обломочного материала (туффиты), вплоть до анхимономинеральных кварцитов. В неизменном виде перечисленные породы можно встретить только в Ловозерском массиве, в Хибинском они подверглись интенсивной контактово-метасоматической переработке с образованием пестрых и необычных по составу фенитов роговиковой структуры. Несомненно, из неизмененных вулканогенно-осадочных пород наибольший петрологический интерес представляют базальты.

Породообразующие минералы базальтов – диопсид (авгит), плагиоклаз (An_{26-70}), форстерит (рис. 1) и иногда ильменит. Акцессорные минералы – апатит-(CaF), хромит, Cr-Ti-магнетит, перовскит, флюорит и сульфиды. Из последних более всего характерны сростания пирротина и халькопирита, в ассоциации с которыми часто встречаются халькозин, борнит и пирит, реже – миллерит, пентландит, галенит и алтаит. Базальты всегда затронуты вторичными изменениями: диопсид интенсивно замещается флогопитом, актинолитом, магнезиогорнблендитом, эденитом и магнезиогастингситом, по ильмениту развивается титанит, по форстериту – тремолит-актинолит, магнезиогорнблендит, антигорит и гриналит, по флогопиту – клинохлор и шамозит, по пирротину – гематит и гётит, по халькопириту – халькозин.

Структура базальтов микро- или криптофитовая, а при наличии крупных фенокристаллов форстерита и/или диопсида (авгита) – порфировая с микро-криптофитовой основной массой.



Рис. 1. Базальт. Вкрапленники форстерита (1) располагаются в микрофитовой основной массе, сложенной плагиоклазом Ap_{48} (2) и диопсидом (3). Ловозерский массив, гора Энгпорр. Фото комб. шлифа в проходящем свете.



Рис. 2. Образец базальта с системой вертикальных каналов. Ловозерский массив, гора Апуайв.

Большинство базальтов обладает плотной текстурой, но встречаются разновидности пористой, а в случае заполнения пустот кальцитом, актинолитом, гидроокислами железа – миндалекаменной текстуры. На горе Апуайв (Ловозерский массив) обнаружены базальты, содержащие вертикально ориентированные субпараллельные каналы округлого сечения (рис. 2). Диаметр каналов до 8 мм, обычно они пустые, но иногда заполнены кальцитом. Образовались каналы, вероятно, в результате дегазации излившейся базальтовой магмы.

Химический состав базальтов Ловозерского массива (Таблица), платформенные условия их развития, постоянная ассоциация с туфами, туффитами и обломочными полимиктовыми породами (кварцитами, песчаниками, гравелитами), а также изотопный состав Sr и Nd, близкий к таковому срединно-океанических хребтов, позволяет отнести комплекс пород ловозерской свиты к трапповой формации.

Таблица

Средний химический состав базальтов трапповой формации Сибирской платформы, Зауралья и Тургайского прогиба, Кузбасса и Ловозерского массива (мас. %)

	Сибирская платформа (82 анализа) [4]	Зауралье и Тургайский прогиб (65 анализов) [5]	Кузбасс (26 анализов) [6]	Ловозерский массив		
				Обр. ЛВ-01-51 (гора Киткнюн)	Обр. ЛВ-01-51а (гора Киткнюн)	Обр. ЛВ-01-51б (гора Киткнюн)
SiO ₂	49.30	49.46	52.22	48.34	51.77	49.24
TiO ₂	1.27	1.68	1.63	1.84	1.35	2.51
Al ₂ O ₃	15.52	16.06	14.48	15.48	15.26	14.60
Fe ₂ O ₃	5.24	5.76	3.32	3.54	1.37	3.40
FeO	7.62	5.89	9.33	9.93	9.13	9.23
MnO	0.19	0.16	0.21	0.20	0.43	0.19
MgO	7.09	4.83	4.06	6.18	6.92	5.62
CaO	10.88	8.23	7.78	10.96	9.98	9.59
Na ₂ O	2.20	2.84	3.08	2.17	2.09	2.67
K ₂ O	0.54	1.34	1.29	0.37	0.82	0.78
P ₂ O ₅	не опр.	не опр.	0.52	0.08	0.12	0.23
Σ	99.85	96.25	97.92	99.09	99.24	98.29

Литература

1. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского массива. Л.: Наука, 1972. 296 с. 2. Ivanuyk G., Yakovenchuk V., Pakhomovsky Ya., Konoplyova N., Kalashnikov A., Mikhailova J., Goryainov P. // Earth Sciences (Ed. Imran Ahmad Dar). INTECH, 2012. P. 131–156. 3. Корчак Ю.А., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 89–103. 4. Масайтис В.Л. // Доклады АН СССР. 1965. Т. 162. № 3. 5. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М.: Наука, 1972. 207 с. 6. Кутолин В.А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 164 с.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР БАРИЧЕСКОЙ ЗАВИСИМОСТИ РАСТВОРИМОСТИ СЕРЫ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

А.В. Костюк, Н.С. Горбачев

(Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, nastya@iem.ac.ru)

Введение. Расслоение флюидсодержащих магм на несмешивающиеся силикатные и сульфидные жидкости играет важную роль в процессах магматической дифференциации и формировании сульфидных месторождений. Наличие магматических сульфидов в породах различных фаций глубинности свидетельствует о существовании сульфидно-силикатных магм в широком интервале глубин верхней мантии и земной коры. Сульфидно-силикатное расслоение наступает при достижении предельной концентрации серы в магмах (в качестве аналога термина «концентрация» употребляются термин «растворимость» серы в условиях сульфидного насыщения). Особая роль в изучении этой проблемы принадлежит экспериментальным исследованиям, позволяющим контролировать физико-химические параметры – T , P , fS_2 , fO_2 [1, 2]. Проведенные ранее исследования показали, что концентрация серы в H_2O - и H_2O+CO_2 -содержащих расплавах возрастает с увеличением температуры и основности расплава [3]. Главное различие заключается в барическом эффекте – влиянии давления на растворимость серы [4–6].

Экспериментальная методика и анализ образцов. Опыты проводили на установке высокого газового давления (УВГД) в интервале $P=0.1-0.8$ ГПа, твердофазовой аппаратуре типа «цилиндр-поршень» (ЦП) в интервале $P=1.0-2.5$ ГПа и на «наковальне с лункой» (НЛ) при P до 4.0 ГПа с использованием многоампульной методики с перидотитовой ампулой. Валовое содержание летучих в системе составляло 3-5 вес.%. H_2O флюид задавался водосодержащими стеклами, дистиллированной водой. Источником H_2O+CO_2 флюида служил дигидрат щавелевой кислоты ($H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$). Летучесть серы буферировалась Pt-PtS буфером, а кислорода – Ol-Orx-Pt-PtS ассоциацией: $[Fe_2SiO_4]^{Ol} + \frac{1}{2} S_2(f) = [FeSiO_3]^{Orx} + FeS + \frac{1}{2} O_2(f)$. Температуру регулировали Pt30Rh/Pt6Rh термопарой с точностью $\pm 5^\circ C$, давление калибровалось по кривой равновесия кварц-коэсит с точностью ± 1 кбар [7]. Длительность экспериментов 12–24 часа. Продукты экспериментов изучались с помощью электронно-зондового микроанализа, включающего получение изображения исследуемого объекта во вторичных и отраженных электронах, а также рентгеноспектральным локальным микроанализом на цифровом электронном сканирующем микроскопе Tescan VEGA TS 5130MM.

Результаты эксперимента. H_2O -содержащая система. После опыта сохранялась структура исходного образца, с четкими границами между перидотитовой ампулой и содержащимся в ней стеклом с каплями сульфидов. Основная масса сульфидов концентрировалась на дне ампулы в виде крупной (до нескольких сотен мкм) глобулы. Более мелкие сульфидные капли встречались в стекле, заполнившем перидотитовую ампулу и в ее стенках. Состав расплавов в зависимости от T , P и состава исходного базальта варьировал от оливинового базальта (8-12 мас.% MgO) до пикрито-базальта (16-18 мас.% MgO), а состав ликвидусной ассоциации отвечал гарцбургиту (Ol+Orx).

Гомогенный состав стекла, а также равновесные (0.3-0.35) величины коэффициента разделения K_d Fe/Mg между оливином и расплавом свидетельствовали о достижении равновесия. Концентрация серы в стеклах в зависимости от температуры, давления и состава расплава в экспериментах варьировала от 0.04 до 1.01 мас.%. Концентрация компонентов силикатного расплава (Si, Al) в сульфидах ниже 0.05 мас.%.

Существенное и сложное влияние на растворимость серы оказывает давление. Наблюдался экстремальный характер барической зависимости концентрации серы в водосодержащих сульфидонасыщенных расплавах с пологим максимумом в области 1.5-2.0 ГПа (C_S от 0.88 до 1.01 мас.% соответственно) (рис. 1).

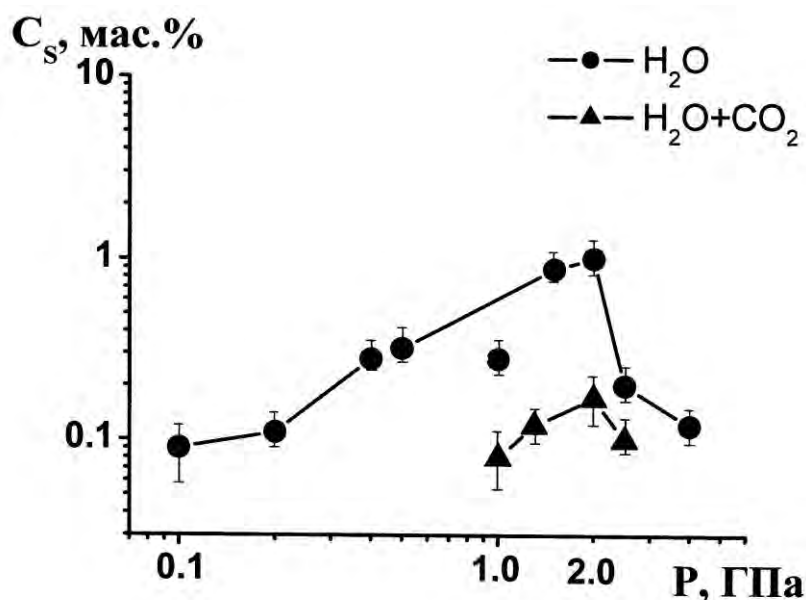


Рис. 1. Влияние давления и состава флюида на концентрацию серы в H_2O - и H_2O+CO_2 -содержащих силикатных расплавах. Максимум в области 2.0 ГПа

В расплаве оливинового базальта в интервале $P=2.0-2.5$ ГПа наблюдалась отрицательная зависимость растворимости серы от давления. При $T=1300^\circ\text{C}$ растворимость серы уменьшалась от 1.01 ± 0.09 мас.% при $P=2.0$ ГПа до 0.20 ± 0.03 мас.% при $P=2.5$ ГПа. При дальнейшем увеличении давления до 4.0 ГПа растворимость серы изменялась незначительно, до 0.1-0.2 мас.%.

В области низких давлений (от 0.1 до 0.5 ГПа) при $T=1200-1300^\circ\text{C}$ в водосодержащих базальтовых расплавах (8-12 мас.% MgO , 50-56 мас.% SiO_2) концентрация серы увеличивается от 0.09 ± 0.04 до 0.32 ± 0.04 мас.%.

Все это дает основание предполагать экстремальный характер барической зависимости растворимости серы в водосодержащих магмах с максимумом между 1.5 и 2.0 ГПа. Хотя составы расплавов в низкобарической (0.1-1.0 ГПа) и высокобарической (>1.5 ГПа) области различались по магнезиальности, однако отчетливая положительная зависимость концентрации серы от давления, подтверждает сделанные ранее выводы [7] об экстремальной зависимости растворимости серы в условиях сульфидного насыщения с максимумом в области 1.5-2.0 ГПа.

H_2O+CO_2 -содержащая система. Эксперименты с H_2O+CO_2 -флюидом проводились в интервале $P=1.0-2.5$ ГПа, $T=1250^\circ\text{C}$. Как и в H_2O -содержащих расплавах, наблюдался экстремальный характер барической зависимости концентрации серы в сульфидонасыщенных базальтовых расплавах с максимумом в области 2.0 ГПа (рис. 1). Однако концентрации серы были существенно ниже (в 1.5-2 раза), чем в водосодержащих

силикатных расплавах. С увеличением давления от 1.0 до 2.0 ГПа концентрация серы увеличивалась от 0.08 ± 0.03 до 0.17 ± 0.05 мас.%, а затем, при увеличении давления до 2.5 ГПа уменьшалась до 0.11 ± 0.06 мас.%.

Анализ существующих экспериментальных данных показывает, что при сходных P - T параметрах максимальные значения концентрации серы в H_2O -содержащих базальтовых расплавах в 2 и более раз выше, чем в сухих и CO_2 -содержащих расплавах. В области низких ≤ 0.1 ГПа и высоких ≥ 2.5 ГПа давлений концентрации серы соизмеримы.

Обсуждение результатов. Выводы. Влияние давления на концентрацию серы в сульфидонасыщенных природных и модельных силикатных расплавах изучено недостаточно как в теоретическом плане, так и экспериментально из-за сложности объектов исследования – флюидсодержащих многокомпонентных силикатных и сульфидных расплавов. Интерпретация экспериментальных результатов или теоретическое прогнозирование влияния давления затруднено. Прежде всего, невозможны прямые (*in situ*) исследования силикатных расплавов в экспериментах при высоких давлениях, недостаточно необходимых термодинамических данных $\Delta G(T,P)$, парциальных мольных объемов расплавов и их компонентов FeO , FeS , H_2O для прогнозирования влияния давления.

Сложность изученной системы и высокие T и P параметры, отсутствие необходимых термодинамических данных позволяют использовать термодинамические методы только в качественном виде.

Анализ существующих представлений о механизмах растворимости серы, воды, CO_2 в силикатных расплавах дает основание предполагать, что инверсия барической зависимости концентрации серы в водосодержащих расплавах в условиях сульфидного насыщения в интервале $P=1.5$ -2.0 ГПа может быть обусловлена рядом причин: инверсией объемного эффекта реакций сульфидно-силикатной ликвации; особенностями растворимости воды в базальтовых расплавах при различном давлении.

Установленный экстремальный характер барической зависимости растворимости серы при силикатно-сульфидном расслоении расплавов имеет важное значение для выяснения генезиса сульфидоносных магм магматических сульфидных месторождений. Существует целый ряд таких месторождений, крупнейшие из которых Садбери (Канада) и Норильск (Россия). Несмотря на существование различных точек зрения на генезис этих месторождений, главным механизмом формирования сульфидоносной магмы считается расслоение мантийных магм (ликвация) на несмешивающиеся силикатные и сульфидные жидкости.

Установленный характер барической зависимости растворимости серы во флюидсодержащих силикатных расплавах играет важную роль в формировании и эволюции сульфидоносных магм от сульфидонасыщенных при высоких давлениях в глубинных очагах магмообразования, недосыщенных сульфидами в условиях промежуточных камер нижней коры, но обогащенных серой и рудными элементами и снова сульфидонасыщенных в гипабиссальных условиях (рис. 2). Низкая концентрация насыщения магм серой при высоких давлениях способствует сульфидно-силикатной ликвации, наиболее эффективного механизма мобилизации серы и рудного вещества при зарождении рудоносных магм. Увеличение концентрации насыщения магм серой с уменьшением давления, существование максимума концентрации насыщения магм серой является важнейшим механизмом преодоления *гравитационного барьера* – осаждения сульфидной жидкости из-за существенно более высокой плотности сульфидного расплава, что привело бы к обеднению магм серой и рудными элементами.

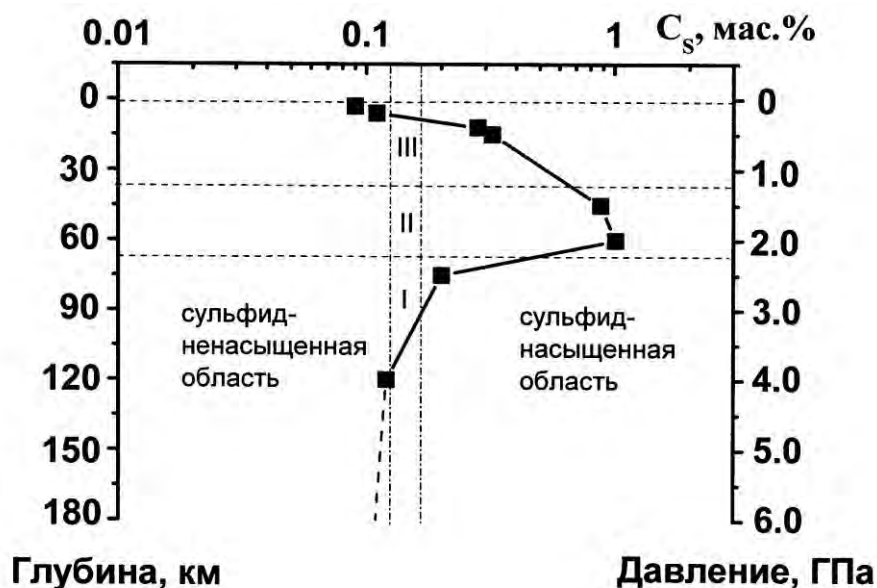


Рис. 2. Схема эволюции магматического диапира при подъеме.

Схематическое изображение изменения области сульфидного насыщения силикатного расплава при подъеме из глубинных очагов (более 150 км) в гипабиссальные условия (глубины около 3-х км). I - III – сульфид-насыщенная магма, II – сульфид-ненасыщенная, обогащенная серой и рудными элементами магма.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00777

Литература

1. Haughton, D. R., Roeder, P. L., Skinner, B. J. // *Economic Geology* 69, 1974, P. 451–466.
2. Jugo P.J., Luth R.W. and Richards J.P. // *Journal of Petrology*, V.46, N.4, 2005, P.783-798.
3. Горбачев Н.С., Костюк А.В., Некрасов А.Н. // ДАН, т.401, №4, 2005, С. 511-514.
4. Mavrogenes J.A., O'Neill H.S. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V.63. № 7/8. P.1173-1180.
5. Mysen B.O., Popp R.N. // *Amer.J.Sci.* 1980. V. 280. № 2. P.78-92.
6. Wendlandt R.F. // *Amer. Mineral.* 1982. V. 67. № 7. P. 877-885.
7. Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М. Наука. 1991.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЕВИЙСКИХ И СВЕКОФЕННСКИХ МЕТАВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Л.Н. Котова¹, В.Н. Подковыров²

⁽¹⁾Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, l.n.kotova@ipgg.ru;

⁽²⁾Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург)

Территория Северо-Западного Приладожья располагается на юго-восточном фланге раннепротерозойского складчатого пояса Свектофеннской провинции и разделяется на два отдельных тектонических блока - Северный и Западный, разделенных Мейрским надвигом. Северный блок характеризуется присутствием окаймленных гранито-гнейсовых куполов архейского фундамента, которые перекрываются отложениями раннепротерозойского чехла в составе сортавальской (ятулий-людиковой) вулканогенно-осадочной толщи и ладожской (калевий) терригенной толщи [1]. Северный блок расположен в краевой, юго-западной

части Карельского кратона и является продолжением провинции Хойтиайнен Восточной Финляндии. Здесь преобладают нижнекалевийские метатурбидитовые отложения, источником которых послужили гранитогнейсы архейского фундамента и раннепротерозойские платобазальты [2, 3]. Вулканогенные породы калевийского уровня в Северном Приладожье достоверно не обнаружены.

Западный блок Приладожья характеризуется отсутствием признаков архейского фундамента, интенсивной мигматизацией пород субстрата преимущественно в условиях гранулитовой фаций метаморфизма, что сопровождается широким развитием свекофенских магматических образований различного состава и возраста [1]. Западный блок обладает сложным тектоническим строением, что выражается, в частности, в широком развитии сети разломов, среди которых наибольшую значимость имеет Приозерский разлом северо-западного простирания. Этот разлом является продолжением тектонической границы между карельской и свекофенской формациями [4], а также границей, по которой намечается глубинное сочленение блоков фундамента архейского и протерозойского возрастов [3]. Э.Экдал [4] выделяет в зоне Приозерского разлома островную дугу.

Западный блок относится к сланцевому поясу Саво юго-западной Финляндии, который располагается между Карельским кратоном и Центрально-Финляндским гранитоидным массивом. Провинция Саво лежит в пределах Раахе-Ладожской сутурной зоны и представляет сложный комплекс пород различного возраста и происхождения [4]. В северной части пояса выявлена примитивная островная дуга (1.93-1.92 млрд. лет) и более молодые свекофенские метавулканы кислого и среднего состава. В южной части пояса преобладают верхнекалевийские метаосадки с фрагментами вулканических комплексов (офиолиты, коматииты, толеитовые базальты, известково-щелочные вулканы) [6]. В последние годы возрастная граница калевия и людиковия, к которому относятся офиолитовые комплексы, оценивается в 1950+/-10 млн. лет.

Традиционно калевийские супракrustальные породы Западного Приладожья относились к нерасчлененной ладожской серии, позже эти образования были переименованы в лахденпохскую серию и принимались как высокотемпературный аналог ладожской серии [1]. Лахденпохская серия, в отличие от ладожской, характеризуется большим разнообразием химического и минерального состава пород, среди которых ранее выделялись метавулканы основного состава, относимых к сортавальской серии или к низам ладожской серии калевия. На геологической карте Раахе-Ладожской зоны (1999) супракrustальный комплекс пород Западного Приладожья, включающий фрагменты разнообразных метавулканитов и магматитов, считается аналогом примитивной свекофенской островной дуги Пюхасалми.

Нами было проведено геохимическое изучение пород субстрата мигматитового комплекса Западного Приладожья, представленных гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых были выделены орто- и парапороды; предварительные результаты исследований изложены в работе [6]. В основу разделения орто- и парапород положены соотношения в них Al, Ca, Na, K, при которых CIA < 50, а также величина дискриминантной функции для ортогнейсов по Д. Шоу. На изученной территории ортопороды присутствуют в виде прослоев или будин среди преобладающих парагнейсов и, зачастую, ортогнейсы ассоциируют с ортосланцами. Темноцветные минералы в ортогнейсах представлены биотитом, гранатом, кордиеритом, в ортосланцах – амфиболом, пироксеном (ромбическим и моноклинным), биотитом, кордиеритом в разных ассоциациях. Парапороды, имеют тот же минеральный состав, характеризуются низкой степенью химического изменения (CIA=50-65) и, скорее всего, являются продуктами дезинтеграции ортопород. Все выявленные ортопороды от базальтов до дацитов относятся к породам нормальной щелочности.

Выделены три типа вулканических образований, разобобщенных между собой на изученной территории. Первый тип - это умеренно-К андезито-дациты, выявленные в районе Кузнечное-Хийтола (зона Приозерского разлома). Европиевая аномалия в этих вулканитах составляет в среднем $Eu/Eu^*=0.75$, что можно объяснить надсубдукционной обстановкой их формирования. По распределению малых элементов метавулканиты этого района близки по составу к метаандезитам зрелой островной дуги района Пюхасалми. Все изученные нами ортогнейсы Западного Приладожья по геохимическому составу отвечают обстановкам островных и континентальных вулканических дуг.

Второй тип - это ортосланцы, встреченные в районе о-ва Кильпола, среди которых выделены Fe-Mg толеиты с повышенным содержанием TiO_2 (1.20-1.75%) и варьирующим содержанием K_2O . Вариации содержаний некоторых петрогенных элементов и другие геологические признаки свидетельствуют в пользу их туфогенного, пирокластического происхождения. Европиевая аномалия в базальтоидах района Кильпола в среднем составляет $Eu/Eu^*=0.89$. По соотношению и распределению малых элементов эти ортосланцы относятся к WPB-типу (внутриплитные базальты).

К третьему типу относятся метавулканиты известково-щелочной серии пород, выявленные в районе о-ва Кухка. Наиболее основные разности здесь представлены андезито-базальтами, в которых содержание TiO_2 ниже чем в базальтоидах района Кильпола, а содержание K_2O также варьирует. Европиевая аномалия в метавулканитах района Кухка в среднем близка к единице ($Eu/Eu^*=0.94$). По соотношению и распределению малых элементов эти ортосланцы отвечают базальтам OIB-типа (океанические островные базальты). Базальты OIB выявлены впервые и не обнаружены в других вулканитах пояса Саво.

Андезито-базальты района Кухка отличаются от состава базальтов OIB фанерозойских складчатых областей меньшими содержаниями Ti, Nb, Y. Известно, что формирование базитовых комплексов с геохимической спецификой OIB, может происходить не только на океанической коре, но в рифтогенных континентальных обстановках. Обе выделенные группы базальтов (WPB и OIB) по величине отношений Y/Nb (< 3) и Zr/Y (> 3) относятся к континентальным вулканитам. Вулканические породы районов Кильпола и Кухка сопоставляются по геохимии с вулканитами районов Виртасалми и Париккала Финляндии, тектоническая обстановка формирования которых предположительно отвечала условиям активной континентальной окраины.

Р.Лахтинен с соавторами [3] оценивают по циркону максимальный возраст осадконакопления верхнекалевийских отложений в интервале от 1.95-1.94 до 1.92 млрд. лет. В целом возраст палеопротерозойских детритовых цирконов располагается в пределах 2.05-1.92 млрд. лет; присутствуют также архейские цирконы. Правда, за отсутствием находок вулканитов в исследованном районе, эти авторы в качестве источников сноса для верхнекалевийских отложений рассматривается Лапланд-Кола ороген, что представляется несколько экзотичным. К.Корсман с соавторами [7] в своей работе по геотравесу архейский кратон - свекофеннский ороген приходят к выводу о формировании 2.06 млрд. лет назад обширного неизвестного протолита для свекофеннского островодужного магматизма. На наш взгляд этим протолитом могут служить людиковийские платобазальты, аналоги вулканитов сортавальской серии (Северное Приладожье), возраст которых по Sm-Nd данным [8] оценивается в 2213 млн. лет (ятулий) и в 2076 млн. лет (людиковий).

На основании выше приведенного материала можно заключить следующее. Калевийские (1.95-1.92 млрд. лет), досвекофеннские образования, развитые в южной части сланцевого пояса Саво, представлены мощной вулканогенно-осадочной толщей пород, сформированной в рифтогенных интракратонических условиях активной тектонической зоны, которая до момента «окончательного» раскола (офиолиты) представляла

перикратонную часть континентального блока перекрытого мощной толщей лудиковийских (2.06 млрд. лет) платобазальтов. В Приозерской зоне разлома выявлены свекофеннские (< 1.92 млрд. лет) надсубдукционные метавулканиды, сформированные в условиях зрелой островной дуги или в условиях молодой активной окраины.

Литература

1. Геология и петрология свекофенниды Приладожья / Ш.К. Балтыбаев, В.А. Глебовицкий, И.В. Козырева и др.; Под ред. В.А. Глебовицкого. - СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с. 2. Котова Л.Н. Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3-22. 3. Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A. et al. // Precambrian Res. 2010. № 176. P. 77-93. 4. Ekdahl E. // Geol. Surv. Finland Bul. 1993. № 373. 137 p. 5. Koistinen T., Klein V., Korpelmaa H. et al. // Geological Survey of Finland. Special Paper 21. 1996. P. 21-57. 6. Котова Л.Н., Великославинский С.Д., Подковыров В.Н. // Актуальные вопросы литологии. Мат-лы 8 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГУРО РАН. 2010. С. 163-164. 7. Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al. // International Geology Review. 1999. Vol. 41. P. 287-333. 8. Матреничев А.В., Матреничев В.А. // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН / под ред. В.С.Абушкевича, Н.А.Алфимовой. - СПб.: Изд-во Политехн. ун-та. 2010. С. 223-255.

МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА САТКИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАГНЕЗИТОВ

М.Т. Крупенин¹, А.Б. Кольцов²

(¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, krupenin@igg.uran.ru; ²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, koltsov@geology.spb.ru)

Саткинское месторождение является эталонным представителем промышленно-генетического типа месторождений кристаллических магнезитов в карбонатных толщах. Этот тип является основным для получения периклаза – базы огнеупорной продукции для металлургии. Месторождение входит в Южно-Уральскую провинцию кристаллических магнезитов и активно разрабатывается. Оруденение приурочено к достаточно узкому стратиграфическому интервалу в нижней части карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты нижнего рифея (возраст около 1550 млн. лет). Вертикальный размах оруденения не более 100 м. Общая мощность саткинской свиты, преимущественно карбонатного состава достигает 3000 м, карагайской пачки – 700 м. Пластообразные залежи магнезита протягиваются по простиранию доломитов на расстояние до 12 км. Вмещающие темно-серые мелкокристаллические доломиты имеют тонкослоистую текстуру, часто осложненную постседиментационным брекчированием. Брекчированный доломит содержит гнезда вторичного крупнокристаллического доломита. Рудовмещающая пачка подстилается тонкослоистыми черными небрекчированными доломитами и перекрывается серыми тонкослоистыми известняками. Метасоматическое развитие магнезитов по доломитовой матрице доказывается особенностями латерального выклинивания рудных тел [1]. Для тел мощностью до 10 м характерен клинообразный тип выклинивания, при мощности более 20 м – уступообразный с расщеплением. Контакты магнезитов резкие, секущие слоистость вмещающих доломитов. Глинистые породы в рудном поле изменены на уровне филлитовидных сланцев с парагенезом хлорит-гидрослюда (1М+2М₁). Интрузивные образования представлены Бердяушским массивом гранитов рапакиви и роем базитовых даек в связи с машакским рифтогенным событием (1390-1350 млн. лет [2]) и являются послерудными.

Полемическим остается вопрос о природе метасоматических флюидов, источнике магния и физико-химических условиях образования магнезита. Целью нашего исследования является построение и исследование физико-химической модели метасоматического образования магнезита в конкретных геологических условиях Саткинского рудного поля. В

данной публикации приводятся основные положения феноменологической модели на основе многолетнего комплексного геолого-геохимического изучения этого объекта как базы для физико-химического моделирования.

Минералогические признаки метасоматической зональности. Залежи кристаллического магнезита (размер зерен от 2-5 до 10-150 мм, форма вытянутая, идиоморфная) имеют высокое качество, резкие секущие контакты с вмещающими доломитами, минеральные примеси представлены незначительным количеством крупнокристаллического доломита, высокомагнезиального хлорита, реже кварца и талька, пирита, редко сфалерита. На контактах магнезитовых залежей с вмещающими тонкозернистыми доломитами наблюдается увеличение содержаний доломита, талька, кварца, как в экзо-, так и эндоконтактных зонах. В экзоконтактах магнезитовых залежей кварц образует метасоматические пойкилитовые (проросшие в тонкозернистом доломите) идиоморфные кристаллы размером до первых сантиметров. Вмещающий серый тонкокристаллический доломит с размером зерен 0,1-0,5 мм (Dm-1) содержит остроугольные гнезда крупнокристаллического белого доломита с размером зерен 1-5 мм (Dm-2). Вмещающие доломиты были сформированы на ранних стадиях преобразования карбонатного осадка, до магнезитового метасоматоза. Формирование доломитовых гнезд связано с заполнением аутигенным карбонатом пустот, возникших в результате растворения эвапоритовых минералов в раннем катагенезе и брекчирования вмещающих доломитов. Около магнезитовых залежей в периферической зоне гнезд наблюдается секрционный кварц, исчезающий по мере удаления от магнезитовых тел по латерали. С учетом характерных минералов-примесей возможно выделение подзон метасоматоза: 1) магнезит; 2) Dm-1 с кокардовыми выделениями пирита в Dm-2 в подрудной части; 3) Dm-1 с примесью талька, кварца в Dm-2; 4) Dm-1 с примесью кварца в Dm-2; 5) Dm-1 с гнездами Dm-2; 6) Dm-1 с примесью кальцита в Dm-2 в верхних горизонтах 700-метровой толщи.

Геохимические признаки метасоматической зональности.

Прецизионное изучение состава гнезд Dm-2 в масштабе рудного поля показало, что они имеют заметное превышение содержания FeO (0,20-0,80%) над вмещающим Dm-1 (0,05-0,20%). Около магнезитовых залежей в Dm-2 наблюдаются микрокристаллы магнезита, повышается отношение MgO/CaO до 0,75, которое в Dm-1 часто несколько менее стехиометрического (0,72), в верхах толщи – микрокристаллы кальцита.

Изучение Cl-Br-Na систематики флюидных включений из магнезитов и карбонатных пород, выполненное с помощью ионной хроматографии водных вытяжек, показало, что состав включений в магнезитах и Dm-2 соответствует эвапоритовому тренду, в то время как вышележащих известняков – морской воде [3].

Данные по гомогенизации и криометрии включений из магнезитов и секрционного кварца в Dm-2 показали устойчиво высокую соленость (20-26% NaCl экв.). В составе солей преобладает CaCl₂, при участии NaCl, MgCl₂, KCl. Температуры гомогенизации варьируют от 440 до 85°C (среднее 150°C). Специальными исследованиями зонального секрционного кварца из околорудных гнезд установлено, что метасоматоз проходил на фоне падения температуры [4].

Установлено большое геохимическое сходство магнезитов и Dm-2 в относительно повышенном отношении ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (соответственно 0,714 и 0,712 при таковом в Dm-1 0,708), пониженных значениях δ¹⁸O в них по сравнению с вмещающими доломитами [5]. Последние имеют несколько повышенное содержание изотопа ¹⁸O относительно вышележащих морских известняков, что является следствием диагенетической доломитизации в присутствии высокомагнезиальных рассолов начальной стадии эвапоритизации. Пониженные значения δ¹⁸O в магнезитах могут быть связаны с более высокими температурами флюида, из которого они кристаллизовались (по сравнению с

температурами кристаллизации диагенетических доломитов). Незначительное изменение изотопного состава углерода в магнезитах относительно вмещающих осадочных карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$ от $\pm 0.7\text{‰}$) указывает на то, что в процессе метасоматоза не было существенной генерации аутигенной углекислоты, что согласуется с рассольной (эвапоритовой) природой метасоматического флюида. Изотопно тяжелая сера в составе пирита из магнезита ($\delta^{34}\text{S}$ $+5\ldots 7\text{‰}$) указывает на образование пирита в результате термосульфатредукции из эвапоритовых сульфатов. Во вмещающем доломите пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ ($-15\ldots -7\text{‰}$) указывают на раннедиагенетическую биосульфатредукцию.

По ряду геохимических признаков (распределение макро и микроэлементов, R3Э, Y/No), большого перемещения флюида внутри осадочной толщи не было [6]. При нормировании Dm-2 на Dm-1 обнаружены положительные аномалии Mn, Cu, Zn, Ge, Sr, Ba, Pb, являющихся геохимическими индикаторами эвапоритовой природы рудных растворов, не присущими вмещающим доломитам. В то же время индикаторов постмагматических флюидов не установлено. Вероятно, магнезиальный рассол пришел в проницаемую, с горизонтами коллапс-брекчий, толщу карагайской пачки из другой, проксимальной, части эвапоритового бассейна, где должна была проходить садка галита. По пути рассол мог контактировать с разными породами. Данные Rb-Sr систематики подтверждают миграцию Mg-флюида через сланцевые толщи, однако показывают слабое насыщение радиогенным стронцием по сравнению с геологически более поздним сидеритом. Предварительные данные по возрасту магнезитов (Pb-Pb и Sm-Nd методы) укладываются в интервал 1460-1350 млн. лет. Sm-Nd систематика показывает возможность появления мантийной метки в магнезитах [6] в связи с флюидной миграцией при внедрении пострудных рифтогенных интрузивов (возраст 1390-1350 млн. лет).

Феноменологическая модель предполагает источником магнезиальных флюидов в доломитах саткинской свиты эвапоритовый рассол сульфатно-галитовой стадии. Он имеет высокое Mg/Ca отношение, что является одним из обязательных условий кристаллизации магнезита [7]. Захороненный рассол испытал локальный значительный подогрев в зоне рифтогенеза и внедрился в пористую карбонатную толщу на деструктивном этапе в начале среднего рифея. Глубина залегания рудовмещающего горизонта составляла около 2-2,5 км. В процессе миграции рассола в термобарогradientном поле создавались условия для смещения равновесий магнезита, доломита и ангидрита в сторону устойчивости магнезита. Щелочной резерв флюида подтверждается перераспределением кварца в экзоконтакте. Другой вариант развития процесса включает смещение равновесий в сторону образования доломита и сидерита, как это произошло при формировании Бакальского сидеритового месторождения. В докладе приводятся предварительные результаты численного термодинамического моделирования указанных процессов минералообразования с использованием программного комплекса HCh [8] методом ступенчатых проточных реакторов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-00694 и 12-05-00977.

Литература

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
2. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.Н., и др. // Доклады РАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370-376.
3. Крупенин М.Т., Прохаска В. // ДАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 1-3.
4. Крупенин М.Т., Гараева А.А. // Ежегодник-2010, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2011. с. 152-156.
5. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А. В. // Доклады РАН. 2011б. Т. 439. № 5. С. 660-664.
6. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. // Ежегодник-2011, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2012. В печати.
7. Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmann V. // Monograph Ser. Mineral Deposits. Magnesite. 1989. No 28. P. 207-224.
8. Шваров Ю.В. // Геохимия. 1999. № 6. С. 646 – 652.

ОСОБЕННОСТИ ПОПЕРЕЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ, ОЦЕНКА ВКЛАДА СУБДУКЦИОННЫХ КОМПОНЕНТОВ В МАГМООБРАЗОВАНИЕ

О.В. Кувикас¹, М. Накагава², Г.П. Авдейко¹

(¹Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, kuvikas@mail.ru; ²Университет Хоккайдо, Япония, mnakagawa@mail.sci.hokudai.ac.jp)

Северо-Курильский сегмент Курило-Камчатской островодужной системы, сформировавшейся в конце олигоцена - начале миоцена [1], включает в себя наземные вулканические центры о-вов Парамушир, Ширинки, Атласова и три подводных вулкана: в. Григорьева, в. 1.3, в. 1.4 (рис.1 А).

Ранее, в пределах Курильской островной дуги (КОД) были выделены фронтальная, промежуточная и тыловая зоны, характеризующиеся разной площадной плотностью вулканических центров и разными минералого-петрографическими, геохимическими и изотопными характеристиками [2]. В последнее время для северного сегмента КОД нами было выполнено 50 новых геохимических анализов ISP MS методом, 30 анализов изотопных отношений Sr и Nd и минералогических исследований. Эти работы позволили уточнить ранее высказанные представления и дать количественную оценку вклада астеносферного и субдукционного компонентов в магмообразование. В отличие от предыдущих представлений [3] нами показано, что в состав субдукционного компонента входит не только флюид, но и расплав, полученный за счет плавления осадков и базальтов океанической коры.

Особенности минералого-петрографического, геохимического и изотопного составов позволили нам объединить все вулканические центры в три основные зоны магмогенезиса, границы которых несколько отличаются от выделенных ранее [1].

Фронтальная зона включает в себя вулканы Чикучаики, Татарина, Ломоносова и подводный вулкан 1.3. Для этой группы характерны низкокальциевые и умереннокальциевые андезиты. Низкие содержания несовместимых элементов, таких как Rb, Ba, характерны для фронта. Тренды изменения по Na₂O и CaO свидетельствуют о кристаллизационной дифференциации.

Промежуточная зона включает в себя вулканы Пик Фусса, Анциферова и Эбеко. Преобладают умереннокальциевые и высококальциевые породы. В группе в. Эбеко преобладают породы от базальтов до андезидацитов. На диаграмме SiO₂-P₂O₅ отчётливо видно две разновидности пород. Одна часть характерна для типичных вулканитов промежуточной зоны, вторая часть образцов демонстрирует тренд изменения химического состава схожим с вулканом Алайд. В общем, для данной группы характерно промежуточное значение несовместимых элементов, что в принципе объясняется геотектоническим положением вулканитов (более 150 км от погружающейся плиты).

Тыловая зона включает в себя вулканы Алайд и Григорьева (более 220 км от погружающейся плиты). В целом, для этой группы характерны высококальциевые андезибазальты. Также наблюдается высокое содержание Rb, Ba, MgO. Интересной особенностью является повышенное содержание Nb (2-8 ppm), в то время как для вулканитов из других зон характерны низкие значения (2-3 ppm). Интересно отметить, что породы с в. Алайд и Григорьева демонстрируют в большей степени, по сравнению с другими вулканами Северных Курил, (не только островов) обогащение мантии OIB компонентом. Возможно, это объясняет необычный состав вулканитов тыловой зоны.

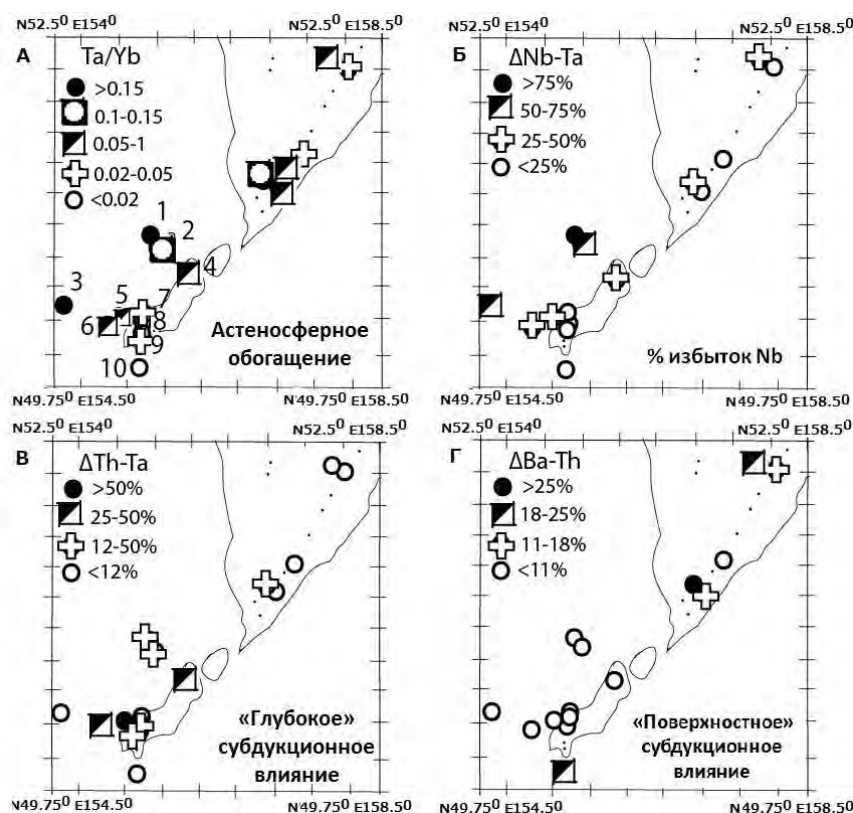


Рис. Компонентная геохимическая карта вклада субдукционных компонентов Северного сектора Курильской Островной Дуги. Условные обозначения: 1 – вулкан (в.)Алаид, 2 – подводный вулкан (п.в.) Григорьева, 3-п.в. 1.4, 4 - в. Эбеко, 5 - в. Фусса, 6 - в. Анциферова, 7 - в. Чикурачики, 8 - в. Татаринова, 9 - в. Ломоносова, 10 - п.в. 1.3.

Результаты исследований показывают, что все вулканы Северных Курил имеют типично субдукционное происхождение. Об этом свидетельствует Ta-Nb минимум на спайдердиаграммах порода/MORB, закономерное обогащение LILE, LREE и деплетирование HREE, HFSE, а также увеличение содержаний K_2O , Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 и уменьшение CaO , FeO^* от фронта к тылу.

По изотопным характеристикам вулканические породы относятся к Индоокеанскому типу (I-MORB). Изотопный анализ Sr-Nd также свидетельствует о плавлении осадка в промежуточной зоне и в меньшей степени - в тыловой зоне.

Минеральный состав вулканитов также имеет определённые закономерности. Так, для фронта характерны Rх-содержащие андезибазальты и базальты, для промежуточной зоны – NbI-содержащие андезибазальты, для тыловой зоны – Rх-содержащие базальты и андезибазальты. Вулканы группы Чикурачки, Татаринова, Ломоносова характеризуются Ol-Sрх-содержащим Орх андезибазальтом, однако в некоторых вулканитах в. Ломоносова в микровкраплениях преобладает Qtz и Ol, что говорит о неравновесной кристаллизации магмы. Вулканы группы Эбеко в целом более основные, чаще всего характеризуются Ol-Sрх-содержащим Орх андезибазальтами. Вулканы Пик Фусса и Анциферова характеризуются NbI-содержащим Rх-Ol андезибазальтами. Интересен состав вулканов

Алаид и Григорьева. Несмотря, на то, что вулканическая группа находится в тылу, в основном на вулкане преобладают Рх андезибазальты.

Геохимическое картирование вулканических пород Северных Курил проводилось по методике [4] (Рис. 1). Относительно повышенные содержания Та, Nb и других HESE Та/Yb, Nb/Та свидетельствуют об обогащении мантии в тыловой зоне (Рис. 1 А, Б). Промежуточная зона характеризуется максимальным процентом (> 50 %) вовлечения в магмогенезис «глубокого» субдукционного компонента (плавление осадков погружающей плиты) (Рис. 1 В). Фронтальная зона имеет максимальный процент (>25%) «поверхностного» субдукционного компонента (дегидратация океанической плиты) (1 Г).

Для изучения состава субдукционного флюида проводилось сравнение новых полученных данных по редким элементам в вулканиках и составом осадков, погружающихся в зоне субдукции. Выявилось влияние дегидратации океанической плиты во фронтальной и тыловой зонах. Плавление осадков погружающей плиты больше характерно для промежуточной зоны, в меньшей степени для тыловой.

Расчетное моделирование % ОІВ компонента (базальт океанических островов) и фактора деплетации (ФД) проводилось по методике [4,5,6] Наиболее деплетированный источник находится во фронтальной части - ФД 2.56, процент парциального плавления (ПП) – 18-20%. Промежуточная зона менее деплетирована - ФД 1.56, ПП 14-15%, + 5% ОІВ компонента. Тыловая зона имеет ФД 1.36, ПП 10-11%, + 14% ОІВ компонента.

Минеральные, геохимические и изотопные характеристики северного сектора КОД свидетельствуют о типично субдукционной природе магмогенезиса. Выделяются три основные зоны магмообразования, зависящие от деплетированности или обогащённости мантийного источника, от различной степени парциального плавления, от различных типов флюидов.

Работа выполнена при поддержке проектов ДВО: 12-III-B-08-171 и 12-III-08-169

Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. // Петрология. 2006. Том 14. № 3. с. 249 – 267.
2. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги (авт. Г.П. Авдейко, О.Н.Волынец, А.Ю.Антонов и др.) Ответств.ред. Ю.М.Пушаровский. М.:Наука, 1992. 528 с.
3. Авдейко Г.П. // Геотектоника. 1994, №2. С.19-32.
4. Pearce J.A., Stern R.S., Bloomer S.H., Fryer P. // Geochemistry, Geophysics, Geosystem. 2006. V.6 N 7.
5. Pearce J.A., Parkinson I.J. // Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society, London, Special Publications 76, 1993, 373-403.
6. Plank T., Langmuir C.H. // Earth and Planetary Science Letters 90, 349-370.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО САНУКИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Н. М. Кудряшов, М. Н. Петровский, А. В. Мокрушин, Д. В. Елизаров
(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nik@geoksc.apatity.ru)

Введение. Высокомагнезиальные интрузии гранитоидов широко распространены в пределах гранит-зеленокаменных областей, тектоническое становление которых обычно завершает тектономагматическую эволюцию этих структур. В последние десятилетия эту группу пород, по своим петрохимическим характеристикам близким фанерозойским высокомагнезиальным андезитам (санукитам) стали называть санукитоидами [1]. Интерес к этим образованиям вызван тем, что они обнаруживают характеристики как мантийного происхождения (высокие содержания магния, никеля, хрома), так и признаки коровых пород (высокие содержания некогерентных литофильных и легких редкоземельных элементов, а также бария, стронция и фосфора). Образования санукитоидных серий в древних кратонах фиксируется от мезоархея до позднего неоархея, при этом каждая серия

формировалась в относительно короткий интервал времени порядка 50-100 млн. лет. В пределах Фенноскандинавского щита санукитоиды широко распространены в Карельской провинции [2, 3]. На территории Кольского региона интрузии, по составу соответствующие санукитоидам, описаны в северной части Кольско-Норвежского домена и в Устьпонойской структуре Мурманского домена [4]. Наиболее масштабно этот магматизм проявлен в зоне сочленения Кейвского террейна, Кольско-Норвежского и Мурманского доменов, где расположены два крупных массива – Поросозерский и Колмозерский. Данная работа посвящена геохронологическому и изотопно-геохимическому изучению этих массивов.

Краткая геолого-петрографическая и геохимическая характеристика. Поросозерский массив расположен в юго-восточной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, контактируя на юге с субщелочными гранитами Западно-Кейвского массива, на западе с плагиогранитогнейсами Кольско-Норвежского домена. Колмозерский массив с северо-востока прорывает гранитогнейсы Мурманского домена, с юго-запада в зоне тектонического контакта граничит с мезоархейскими габбро-анортозитами и толщами Кейвского террейна. Проведенные геологические исследования хорошо обнаженного Поросозерского массива показали, что он является многофазным дифференцированным интрузивом: первая фаза сложена серией габбродиорит - кварцевый монцодиорит – гранодиорит - микроклин-плагиоклазовый гранит с постепенными переходами между фациальными разновидностями, а также синплутоническими дайками кварцевых диоритов и гранодиоритов; вторая фаза представлена биотитовыми лейкогранитами и комплементарными им жилами аплитов и плагиогранитов; третья фаза включает в себя дайки лампрофиров; четвертая объединяет жилы пегматитов. Породы санукитоидных массивов относятся к известково-щелочной серии, имеют магнезиальность $mg\# = 0.45-0.60$, обогащены Ba, Sr, K, P и LREE и содержат повышенные концентрации Cr и Ni. PЗЭ в гранитоидах Поросозерского массива имеют сильно фракционированные спектры распределения ($La_n/Yb_n = 15 \div 22$). Для габбродиоритов характерна небольшая отрицательная аномалия Eu ($Eu/Eu^* = 0.3-0.4$). PЗЭ в лампрофирах массива характеризуются значительным фракционированием ($La_n/Yb_n = 23$) и уменьшением содержаний средних и тяжелых PЗЭ. На спайдер-диаграммах габбродиориты, гранодиориты и кварцевые монцодиориты имеют близкие мультиэлементные спектры с выраженными отрицательными аномалиями Nb, Ta, Zr, Hf и Ti. Габбродиориты по сравнению с гранодиоритами и кварцевыми монцодиоритами значительно обогащены Nd, Sm и тяжелыми PЗЭ. Содержания PЗЭ в лейкограните составляют ~ 25 ppm, спектр распределения слабо дифференцирован ($La_n/Yb_n = 2.0$) и имеет две ясно выраженные положительные аномалии Ce и Eu ($Eu/Eu^* = 2$).

U-Pb изотопно-геохронологическое исследование циркона. Минералогические пробы для выделения циркона отбирались из коренных обнажений с главными разновидностями пород. Для дифференцированного Поросозерского массива были взяты пробы из гранодиорита (KV-37), кварцевого монцодиорита (KV-47), лейкогранита (M-584) и дайки лампрофиров (M-590). Из Колмозерского массива был проанализирован гранодиорит KV-62. Для циркона из пород дифференцированного Поросозерского и Колмозерского массивов, характерны морфологические виды, типичные для магматических пород. Внутреннее строение, изученное в катодолюминесценции и в отраженных электронах, показало, что большинство зерен имеют отчетливо выраженную внутреннюю зональность и отсутствие в анализируемых кристаллах унаследованных ядер. По данным изотопного анализа установлено, что циркон характеризуется возрастанием значений Th/U^* (рассчитано по измеренному отношению $^{208}Pb/^{206}Pb$) от гранодиоритов $\sim 0.7-0.8$ и кварцевых монцодиоритов $\sim 0.9-1.0$ до $\sim 1.2-1.3$ в лейкогранитах. Для лампрофировой дайки, отвечающей единиту, характерны два генетически разных типа циркона:

магматический и метасоматический. Магматический циркон в лампрофоре отличается от магматического циркона в гранодиоритах и кварцевых монцонитах массива более изометричным габитусом и меньшим Th/U* отношением (~ 0.6). Метасоматический циркон имеет высокие содержания U и низкие Th/U* отношения (0.3-0.4). Датирование циркона проводилось классическим методом (TIMS), результаты анализов приведены на рис. 1. Как видно из приведенных диаграмм с конкордией, возраст гранодиоритов и кварцевых монцодиоритов из обоих массивов имеют в пределах погрешности одинаковый возраст 2733 ± 6 млн. лет, 2734 ± 4 млн. лет и 2736 ± 11 млн. лет, отражающий кристаллизацию пород из расплава. Шесть размерных фракций циркона из лейкогранита определяют дискордантный возраст по верхнему пересечению 2712 ± 6 млн. лет. Для первой популяций циркона из лампрофира получен дискордантный возраст 2680 ± 10 млн. лет и интерпретируется как время кристаллизации циркона при внедрении лампрофировой дайки в гранодиориты Поросозерского массива. Вторая популяция циркона (M-590-1) по верхнему пересечению с конкордией дают возраст 2629 ± 8 млн. лет, который, вероятно, отражает время кристаллизации циркона в условиях высокой флюидонасыщенности при метасоматических процессах.

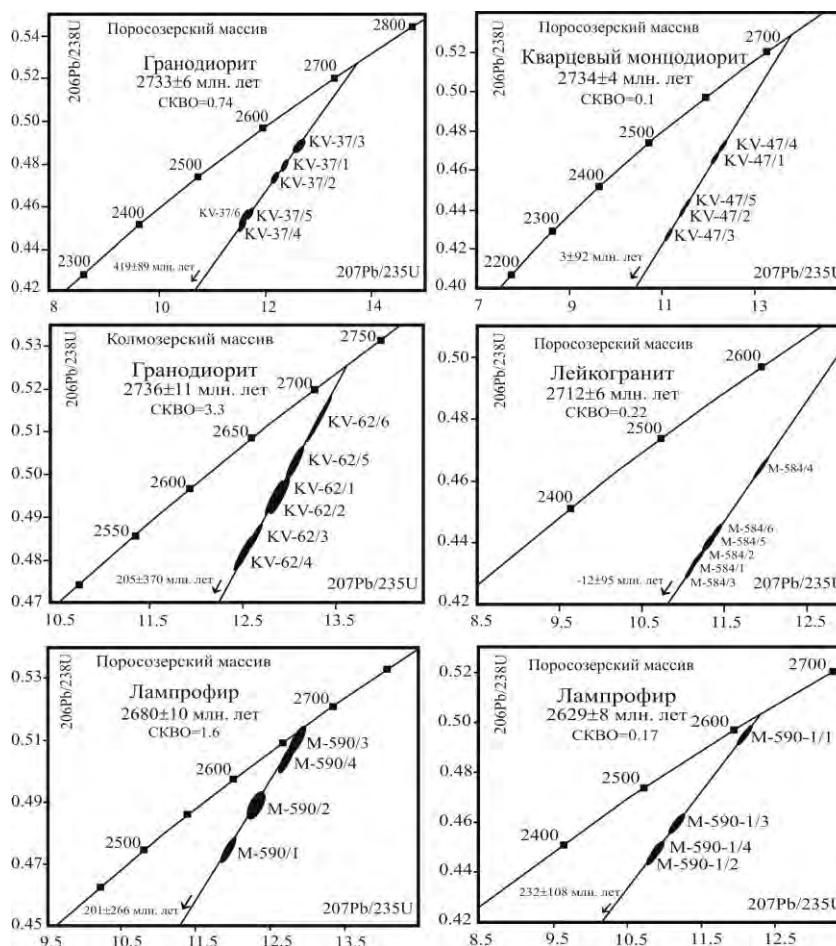


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для самарий-цериевых пород Поросозерского и Колмозерского массивов

Результаты Sm-Nd изотопных исследований. Sm-Nd изотопные исследования были проведены для всех главных типов пород санукитоидной серии Поросозерского массива. Полученные Sm-Nd данные для пород интрузии приведены на рис. 2. Из приведенных данных видно, что габбродиориты, гранодиориты и кварцевые монцодиориты Поросозерского массива образовались из протолита, возникшего из деплетированного источника. Концентрации Nd в серии габбродиорит-гранодиорит-кварцевый монцодиорит составляют 17-53 ppm, в одините 83 ppm и самое низкое значение (~ 3 ppm) имеет лейкогранит. Для них получены положительные значения $\epsilon_{Nd(2740)}$ в интервале от +0.36 до +1.83, а модельные возрасты $T_{(DM)}$ находятся в пределах 2.77-2.88 млрд. лет. Исключение представляет один образец габбродиоритового состава, для которого получены отрицательные значения $\epsilon_{Nd(2740)} = -0.34$, $T_{(DM)} = 2941$. Смещение в область отрицательных значений изотопного состава неодима для этого образца может быть связано с присутствием в пробе локальной коровой добавки, отсутствующей в остальных изученных образцах. Sm-Nd данные для одинита и вогезита из лампрофиров характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(2680)} = -0.27$ и $\epsilon_{Nd(2680)} = -1.1$, что свидетельствует о контаминации этих пород коровым материалом.

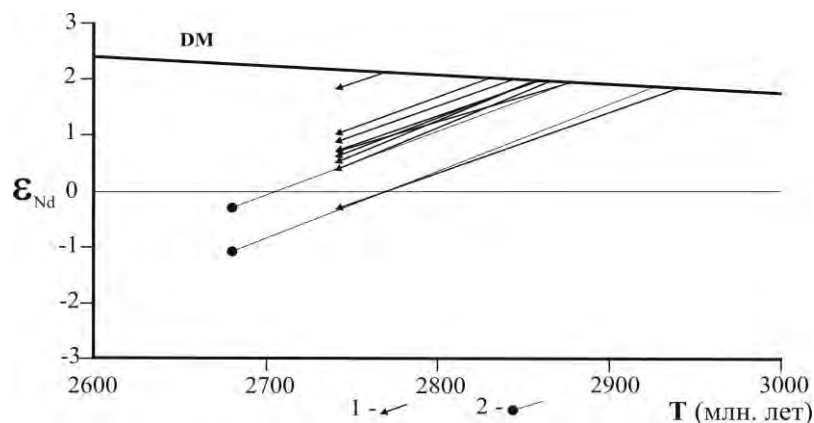


Рис.2. Диаграмма ϵ_{Nd} - T для санукитоидов Поросозерского и Колмозерского массивов: 1 - габбродиориты, кварцевые монцодиориты и гранодиориты; 2 - лампрофиры.

Выводы. Поросозерский массив сложен породами единой гомодромной калий-натровой известково-щелочной серией: габбродиорит – кварцевый монцодиорит – гранодиорит – гранит – лейкогранит. В становлении плутона выделяются несколько этапов. На первом этапе внедрилась основная порция родоначальной магмы, отвечающей по составу андезиту, из которой в ходе внутрикамерной дифференциации путем фракционирования амфибола и плагиоклаза, а также кристаллизации интеркумулусного остаточного расплава сформировалась породная серия габбродиоритов, кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов. Возраст кристаллизации пород первой интрузивной серии оценивается возрастами кварцевых монцодиоритов - 2734 ± 4 млн. лет и гранодиоритов - 2733 ± 6 млн. лет. На втором этапе из внутрикорового промежуточного очага, в область сочленения двух субкамер, интродировала порция остаточного расплава, за счет которой сформировалась интрузия лейкогранитов с возрастом 2712 ± 6 млн. лет. К третьему этапу приурочены инъекции в камеру плутона лампрофировых расплавов из глубинных частей питающей магматической системы. Из этих высокодифференцированных магм сформировались дайки лампрофиров с возрастом 2680 ± 10 млн. лет. На заключительном,

четвертом этапе, за счет остаточных расплавов были образованы жилы пегматитов. Вероятно, с этим этапом связано образование метасоматического циркона в лампрофирах с возрастом 2629 ± 8 млн. лет. Таким образом, активные процессы при формировании Поросозерского санукитоидного массива продолжались около 60 млн. лет. Выявлено сходство Поросозерского и Колмозерского массивов с санукитоидными сериями архея и фанерозоя, образование которых определяется процессами мантийно-корового взаимодействия в надсубдукционных условиях в пределах активных континентальных окраин.

Литература

1. Shirey S.B., Hanson G.N. // *Nature*. 1984. V. 310. P. 222-224. 2. Чекулаев В.П. // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 230-235. 3. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al. // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 107-128. 4. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: Изд. КФАН СССР. 1984. 124 с.

МАГМАТИЗМ, МЕТАМАГМАТИЗМ И МЕТАСОМАТИЗМ: ПРИРОДА И (ПАРА)ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ В СВЕТЕ МОДЕЛИ ИЗНАЧАЛЬНО «ГИПЕРГОРЯЧЕЙ» ЗЕМЛИ

А.А. Кузнецов

(Санкт-Петербург, diana.spb@list.ru)

1. Согласно методологическим требованиям общей теории систем, виды горных пород любого происхождения должны классифицироваться не менее чем по пяти–шести эмерджентным системным признакам: химический и(или) количественно-минералогический составы, петрографические структура и текстура, форма тел и геологические условия залегания (глубинность, степень перемещенности).

Химическая систематика групп изверженных горных пород осуществляется в координатах кислотность (SiO_2) — общая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, мас.%), при которых охватывается максимальное количество групп горных пород [1]. Оправданно использование третьей координаты, привязывая к ней основность ($\text{MgO} + \text{CaO}$) или железистость ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), или глиноземистость (Al_2O_3), чем достигается возможность дополнительно систематизировать редкие группы горных пород типа карбонатитов и проч.

Те же принципы и параметры классификации и систематики справедливы применительно к видам и группам раннедокембрийских (протокрустальных первичнокоровых) кристаллических пород, являющихся, своего рода, гомологами фанерозойских изверженных пород.

2. Анализ системных признаков древнейших плагиоэклгит–гранулитовых пород щитов показал, что исходным протолитом для них служил протопланетный кремнесредний по составу расплав магматогенного «океана» верхней катархейской оболочки ПротоЗемли [2, 3]. Анализ системных признаков Земли в целом свидетельствует, что планета на момент 4.6 млрд лет назад находилась в флюидно-расплавном состоянии [там же]. Ведущим механизмом становления ее, включая протокуру, служило полиритмично-центробежное затвердевание (кристаллизационная дифференциация по типу неликвационного расслоения) вдоль радиуса в условиях гигантского интервала T и P между центром земного шара и его поверхностью. Петролого-физико-химической моделью стратиформных кристаллических ритмосерий в разрезе ранней коры являются полиритмично-расслоенные интрузивы, а моделью Земли — литосфера сходного строения.

Все земные химические элементы представлены набором естественных изотопов, которые могли образоваться только в процессе нуклеосинтеза. Протоземная стадия «горячего» вязкожидкого состояния планеты не могла возникнуть сама по себе. Ей должны

были предшествовать две космологические стадии — газовая (звездная) и из-начальная плазменная (протозвездная) с фазовыми переходами 1-го рода между всеми стадиями. Из подобной «гипергорячей» модели Земли как космического тела [4] и «горячей» модели ПротоЗемли в катархее [3] вытекает целый ряд прикладных следствий, главные из которых следующие.

Цифра 4.6 млрд лет отвечает не возрасту Земли, а моменту окончания перехода от газообразного к жидкомагматогенному состоянию и, следовательно, Земля имеет значительно больший возраст.

Ныне Земля представляет собой парагенез мощных твердых тугоплавких геосфер, разделенных не менее чем шестью главными, пограничными между ними маломощными низкотемпературными остаточными флюидно-жидко-рудномагматическими астеносферами. В роли их модели выступают «критические» зоны затвердевания литосферы, в частности, диафоритовые зоны в разрезе протокрыши, а последних — «критические» зоны расслоенных интрузивов с рудоносными «рифами». Самая верхняя из астеносфер имеет предположительно серпентинитовый состав и размещается между верхней мантией и протокрышей, тяготея к поверхности Мохо. Она, вероятно, имеет сульфидно-углеводородную специализацию. В разрезе протокрыши присутствуют не менее двух астеносфер диафоритового типа: между эклогитовой и плагиоэклогитовой (глаукофансланцевая) и между плагиоэклогитовой и гранулитовой (серогнейсовая) подоболочками.

Астеносферы служат источником для протерозойского–фанерозойского магматизма по мере нарушения сплошности перекрывающих геосфер глубинными разломами или «газовым буром» со взрывами и прорывом сверхплотных и «горячих» восстановительных флюидов к палеоповерхности.

Возможно наличие во внутреннем ядре Земли небольшого (диаметром в несколько сотен км) центрального субъядра с остатками протосолнечного (?) плазменного вещества.

Получает объяснение присутствие изометричных зерен циркона с возрастом 4.0–4.2 млрд лет в кристаллических породах некоторых щитов, превышающим возраст вмещающих их пород.

Становится понятной колоссальная длительность (3.5–3.0 млрд лет) раннего докембрия, обусловленная крайне медленным остыванием и пьезокристаллизацией (кристаллизация под давлением нагрузки) протомантии и протокрыши с последующей суб- и постсолидусной пьезоперекристаллизацией.

Среди эклогитов, гранулитов и амфиболитов отсутствуют геолого-петрологические признаки «прогрессивного этапа регионального метаморфизма» и какие-либо следы твердого протолита иного генезиса.

Оправдывается метаматогенный генезис раннедокембрийских пород, понимая под ним первичнокоровое магматогенное происхождение высокотемпературноликвидусных дифференциатов из расплава поверхностной оболочки ПротоЗемли и последующее видоизменение их авто-, поздне- и постмагматогенными метасоматическими процессами по мере охлаждения и затвердевания ее. Здесь используется термин «метаматоген» Д.С.Коржинского с вложением в него несколько иного содержания, считая, что «сквозьмагматические» флюиды и растворы принадлежат самой толще материнского расплава, концентрация и роль которых возрастала к концу послыйного затвердевания оболочки. Появление мультиплетного полиритмично-контрастного состава и строения толщи ранней коры обеспечивалось действием эффекта «концентрационного переохлаждения» Адамса-Джеффриса на восходящем фронте пьезокристаллизации с автоколебательным течением процессов тепло- и массопереноса самоорганизующейся открытой диссипативно-синергетической системы [2, 3, 5].

Источником (AR_2-PR_1)-ских авто- и параавтохтонных изофациальных мигма-плуто-нов метагброноритов-анортозитов-иотунитов, мангеритов, гнейсогранитоидов диафторитовых зон щитов являются остаточные расплавы с уровней материнских или подстилающих ритмосерий протокры.

Естественен сравнительно низкотемпературный остаточно-магматогенный генезис так называемых параметаморфических пород типа «кварцитов», «мраморов» и высокоглиноземистых представителей, мигматитов и мигматит-гнейсовых толщ на фоне первичной природы «региональной гранитизации» [3, 5].

Геохимические и металлогенические особенности щитов определяются длительной и многоступенчатой специализацией рудных астеносфер, диафторитовых зон, мигма-плутонов и интрузивов в их пределах.

Устанавливается первичная геологическая природа характерного, линейно-полосовидного, рисунка аномальных региональных геофизических (гравитационного и магнитного) полей щитов, обусловленная ритмичной текстурой разреза, в свою очередь, вызванной ритмичным механизмом образования метаматогенных петрофизических фаций (чередование плотных с менее плотными, высоконамагниченными с низконамагниченными).

В итоге на основе предложенной рудно-магматически-полиастеносферной модели выявляется более тесная, чем принималось ранее, генетическая и парагенетическая, связь магматизма, метаматизма (протометаморфизма) и метасоматизма в истории развития ранней и поздней земной коры.

3. Супра- и инфракрустальная парадигма, господствующая в метаморфической петрологии до сих пор, кладет в основу соотношения магматизма и метаморфизма следующую схему событий на фоне увеличивающихся T и P : магматизм и осадконакопление (в катархее) → региональный метаморфизм погружения (орто- и параметаморфиты) → ультраметаморфизм → анатексис, палингенез → вторичная региональная гранитизация (пара- и ортогранитоиды).

Из «гипергорячей» модели происхождения Земли, напротив, вытекает необратимо-регрессивная (по $T-P$ условиям) направленность тектоно-магматических и тектоно-метаморфических процессов и событий в земной коре: магматогенный «океан» (катархей) → метаматизм (образование протокры с изофациальной первичной гранитизацией ритмосерий) → авто- и параавтохтонные мигма-плутоны из остаточных резервуаров протокорового расплава в объеме той или иной диафторитовой зоны щита (рудоносные зоны протоактивизации) → первый аллохтонный магматизм зеленокаменных поясов → собственно метаморфизм (термально-контактный) осадочного протоплатформенного чехла рифея → последующий аллохтонный магматизм фанерозоя → метасоматизм и контактовый метаморфизм осадочных, изверженных и протокрустальных пород.

Новое понимание геологической природы образований раннего докембрия уже находит сторонников среди геологов-съемщиков листов ГГК новых поколений, в частности, Алданского [6] и Балтийского [7] щитов.

Не секрет, что ряд крупнейших петрографов и геологов еще в первой трети XX столетия считали раннедокембрийские «кристаллические сланцы, гнейсы и граниты» продуктами пьезокристаллизации «первоначальной коры охлаждения Земли», придерживаясь гипотезы об «огненно-жидком» происхождении нашей планеты (Дж.Дэна, А.П.Карпинский, Э.Зюсс, Р.Дели, В.Гольдшмидт, Г.Штилле, Г.Джеффрис и др.). Спустя 100 лет эти воззрения подтверждаются и уточняются на новом уровне знаний физико-химической петрологии, термодинамики открытых диссипативных геологических систем и общей теории систем.

Литература

1. Кузнецов А.А., Шинкарев Н.Ф. // Вестник Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1977. № 12. С. 5–9; № 24. С. 14–24. 2. Кузнецов А.А. Магматогенная природа Земли и геологические следствия (системный подход). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 78 с. 3. Кузнецов А.А. Флюидно-магматогенная природа Земли, ее геосферных кристаллических слоев (подоболочек), месторождений-гигантов и преджизни. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2004. 384 с. 4. Кузнецов А.А. // Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАНД, 2010. С. 107–133. 5. Кузнецов А.А. // Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАНД, 2012 (в печати). 6. Амарская А.М., Амарский В.Г. // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 48–51. 7. Ремизова А.М., Дуракова А.Б. // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов. Всероссийская научн. конф., Апатиты, 17–18 ноября 2008 г. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2008. С. 59–61.

**ИСТОЧНИКИ ПРОТОЛИТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ И
ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ: SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
СВИДЕТЕЛЬСТВА**

В.К.Кузьмин¹, Е.С.Богомолов²

(¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, vkuzmin@mail.ru; ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург)

Введение. В Западной и Восточной Камчатке в южной части Срединного и в Ганальском хребте из под мезо-кайнозойских терригенно-вулканогенных толщ выступают метаморфические породы Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий (СКП и ГНП). Геологическое строение этих крупных структур субмеридионального простирания, разделенных узкой (5–10 км) полосой Центрально-Камчатского рифта с достаточной полнотой изложено в многочисленных публикациях [1–3].

Срединно-Камчатское поднятие. Осевую часть СКП (260х65 км) составляют палеонтологически «немые» метаморфические образования (Камчатский массив), которые образуют сложную полизональную метаморфическую структуру, а периферию (обрамление Камчатского массива) – верхнемеловые отложения (с фауной иноцерамов) кихчикской серии и ирунейской свиты, метаморфизованные в зоне хлорита-серицита. Тектонические нарушения северо-западного простирания рассекают СКП на блоки: Лунтосский, Хангарский и Ичинский. В центре блоков и массива в целом распространены нестратифицированные породы гнейсового комплекса, причем внутренние части комплекса сложены биотитовыми плагиогнейсами амфиболитовой фации метаморфизма (колпаковская серия), а для внешних частей характерны мелкозернистые двуслюдяные гнейсы и сланцы с гранатом, ставролитом, кианитом, андалузитом (камчатская серия). Гнейсовый комплекс окаймляют стратифицированные породы малкинской серии – слюдяные сланцы, филлиты, метаалевролиты, метапесчаники (сланцевый комплекс), прогрессивно метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. С запада и востока метаморфические толщи гнейсового и сланцевого комплексов отделены субмеридиональными тектоническими нарушениями от слабометаморфизованных (хлорит-серицитовая субфация) терригенных и осадочно-вулканогенных отложений кихчикской серии и ирунейской свиты, слагающих периферию СКП. Среди преобладающих метатерригенных образований отмечаются линзы и пластообразные тела (покровы, силлы) мощностью от 10 см до 25 м изофациально метаморфизованных пород основного и ультраосновного состава, которые при значительной мощности (сотни метров) выделяются в андриановскую, химкинскую, алисторскую и квахонскую свиты. Правильную картину метаморфической зональности СКП усложняют проявления контактового и динамического метаморфизма.

Ганальское поднятие (70x25 км) представляет собой выход «немых» метаморфических пород меридионального простираия среди фаунистически охарактеризованных неметаморфизованных терригенно-вулканогенных мезо-кайнозойских толщ Восточной Камчатки. ГНП тектоническими нарушениями северо-западного простираия разделено на два блока: Стеновой и Вахталкинский. Стеновой блок представлен разнообразными по составу вулканитами, терригенными породами, кварцитами стеновой серии и гранитоидами, прогрессивно метаморфизованными в РТ-условиях зеленосланцевой фации. Вахталкинский блок сложен преимущественно слюдяными плагиогнейсами, амфиболитами, основными кристаллосланцами ганальской серии, интрузиями гнейсовидных плагиогранитов, габброноритов и кортландитов. Юго-западную периферию ГНП слагают кремнисто-вулканогенные породы ирунейской серии с верхнемеловой фауной иноцерамов.

Несмотря на длительную историю исследований метаморфических образований СКП и ГНП, их тектоническая позиция и природа, время осадконакопления, магматизма и метаморфизма остаются в значительной мере дискуссионными, что нашло отражение в многочисленных гипотезах формирования и эволюции этих структур. Однако стратиграфическая канва расчленения метаморфических образований в построениях большинства исследователей неизменна, и в стратиграфических схемах СКП выделяются одни и те же четыре крупные серии (снизу вверх) – колпаковская и камчатская серии гнейсов, малкинская серия метаморфических сланцев и кихчикская серия терригенных пород, а для ГНП – ганальская и стеновая серии. В то же время взаимоотношения между этими сериями, например для СКП, всегда оставались предметом острой дискуссии, так как структурно-геологические, петрографо-минералогические, геохимические и геохронологические данные позволяли геологам, с той или иной степенью достоверности, рассматривать границы между сериями как стратиграфически и структурно согласные или несогласные, или как тектонические с амплитудой перемещения от первых метров до многих сотен и тысяч километров. Поэтому исследователи интерпретировали характер границ между сериями, а также их генезис, состав, строение и объем в соответствии с развиваемой ими концепцией и выделяли в СКП от одного до четырех структурных ярусов, которые сформировались во временном интервале от докембрия до позднего мела и испытали однократный или полиметаморфизм в РТ-условиях от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Трактовка предложенных схем геологического строения СКП и ГНП привела исследователей к весьма различным тектоническим моделям. С традиционных позиций метаморфические образования рассматриваются как блоки древнего полициклического сиалического [1, 3] или мафического кристаллического фундамента, резко отчлененные субмеридиональными разломами от верхнемеловых отложений кихчикской серии и ирунейской свиты. В другой концепции СКП и ГНП трактуются как позднемеловые полифациальные метаморфические зоны в верхнемезозойских вулканогенно-терригенных образованиях с постепенными переходами от глубоко метаморфизованных толщ к неметаморфизованным породам [2]. Сторонники аккреционной модели считают, что СКП и ГНП имеют существенно различное строение, состав, возраст и представляют собой деформированные пакеты тектонических чешуй, сформированных в различных геодинамических обстановках и аккрецированные в виде террейнов в палеоцен – эоценовое время к окраине Азии [4-5].

Методика Sm-Nd анализа и опробование. Современные геохронологические и изотопно-геохимические методы исследования существенно расширяют возможности классических структурно-геологических, петрографо-минералогических и петрогеохимических методов расчленения, корреляции и реконструкции истории становления и эволюции метаморфических комплексов. Так, для оценки возрастного положения метаморфических терригенных пород широко используются данные Sm-Nd

изотопной систематики, которая является достаточно устойчивой к наложенным метаморфическим событиям и вторичным воздействиям на кристаллические породы [6]. В данной работе мы попытались установить Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики и средний модельный возраст источников сноса для метатерригенных пород СКП и ГНП и выявить черты сходства и различия в анализируемых породах и сериях. Химическая подготовка проб и сепарация Sm и Nd проводилась в ИГГД РАН (С.-Петербург) по методике, аналогичной описанной ранее [7].

Характеристика анализируемых проб. Колпаковская серия. В качестве объектов для проведения Sm-Nd исследований в Лунтосском и Хангарском блоках было отобрано девять валовых проб мигматизированных биотитовых плагиогнейсов часто с гранатом, кианитом, фибролитом. Для мигматизированных плагиогнейсов получены следующие результаты измерений: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1103\text{--}0,1255$ /среднее 0,1191 и $\epsilon\text{Nd} = -5,4$ - -0,4/среднее -2,8. Величины Sm-Nd модельных возрастов составляют 0,98-1,21/среднее 1,09 млрд. лет и отражают позднепротерозойский усредненный возраст источников сноса.

Камчатская серия. Было изучено восемь проб мезократовых двуслюдяных сланцев с порфиробластами граната и ставролита из Лунтосского блока и две пробы двуслюдяных мелкозернистых плагиогнейсов с гранатом, кианитом, андалузитом из Хангарского блока. Для всех образцов двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев установлены следующие изотопно-геохимические параметры: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1147$ - $0,1283$ /0,1199, $\epsilon\text{Nd} = -4,5$ - -2,0/-3,4. Sm-Nd модельные возраста варьируют незначительно от 1,10 до 1,20/1,15 млрд. лет.

Малкинская серия. В Хангарском блоке из пород хейванской свиты были изучены четыре пробы двуслюдяных сланцев с гранатом и филлитов, а в Лунтосском блоке были опробованы двуслюдяные метапесчаники стопольниковской свиты и филлиты хейванской свиты (пять проб). Для всех проб как хейванской, так и стопольниковской свит получены близкие изотопно-геохимические характеристики: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1128\text{--}0,1277$ /0,1225, $\epsilon\text{Nd} = -5,5$ - -1,7/-3,3, а модельные возраста изменяются в интервале: 1,06-1,31/1,16 млрд. лет.

Кихчикская серия. Западное обрамление Лунтосского блока в бассейне р. Левая Коль охарактеризовано девятью пробами мелко-среднезернистых кварц-полевошпатовых и полимиктовых песчаников, филлитовидных сланцев и пробой аспидного сланца из Хангарского блока. Для них установлены следующие параметры: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1027\text{--}0,1256$ /0,1148, $\epsilon\text{Nd} = -6,7$ - -1,8/-4,2. Sm-Nd модельные возраста варьируют незначительно: 1,02-1,27/1,17 млрд. лет.

Ганальская серия. В западной части Вахталкинского блока были отобраны восемь проб - р. Правая Вахталка мелкозернистые двуслюдяные плагиогнейсы (две пробы), р. Вактан Малкинский кордиерит-гранат-двуслюдяные плагиогнейсы (три пробы) и р. Вактан Ганальский Правый - двуслюдяные сланцы (три пробы). Для всех проб получены близкие значения: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1158\text{--}0,1265$ /0,1209, $\epsilon\text{Nd} = -5,7$ - -2,1/-4,0, Sm-Nd модельные возраста: 1,1-1,35/1,22 млрд. лет.

Результаты и их обсуждение. В целом полученные по всем пяти сериям Sm-Nd изотопно-геохимические данные свидетельствуют о гомогенности исследованной выборки пород. Концентрации изученных элементов варьируют незначительно и характерны для пород такого состава: 2,93-6,58 и 15,88-35,6 г/т для Sm и Nd соответственно. В метаморфических породах СКП и ГНП средние содержания Sm и Nd близки: колпаковская серия - 5,4 г/т и 25,1 г/т, камчатская - 5,4 и 27 г/т, малкинская - 5,3 г/т и 26,6 г/т, кихчикская - 4,2 г/т и 21,9 г/т, ганальская - 4,4 г/т и 21,9 г/т. Для всех пяти серий получены близкие средние значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1148\text{--}0,1223$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512394\text{--}0,512470$, $\square\text{Nd} = -2,8$ - -4,2 типичные для позднепротерозойской коры, что указывает на отсутствие существенного фракционирования Sm и Nd при формировании исследуемых пород. Установленные Sm-Nd изотопно-геохимические параметры плагиогнейсов колпаковской,

камчатской и ганальской серий практически сходны с таковыми не только для метапесчаников и слюдяных сланцев малкинской серии, но и со слабометаморфизованными песчаниками кихчикской серии, что свидетельствует о геохимическом постоянстве области питания, за счет которой происходило формирование терригенных пород СКП и ГНП. Величины одностадийных Sm-Nd модельных датировок для колпаковской, камчатской, малкинской, кихчикской и ганальской серий также близки и отражают позднепротерозойский (1,17 млрд. лет) усредненный возраст источников сноса.

Возраст осадконакопления протолита метаморфических толщ СКП и ГНП устанавливается достаточно уверенно как по находкам позднемеловых раковин иноцерамов в кихчикской и ирунейской сериях [1], так и геохронологическими исследованиями. Наиболее надежными являются результаты U-Pb датирования цирконов (SHRIMP-II) из метаморфизованных терригенных отложений СКП и ГНП [1, 4-5, 8], которые позволяют установить нижнюю границу осадконакопления - ранний мел (апт). Верхнюю границу, вероятно, следует датировать временем формирования ирунейской свиты (сенон) и внедрения гранитоидов крутогоровского и кольского массивов в 80 млн лет [1, 4-5]. Возраст регионального метаморфизма уверенно фиксируется ранним эоценом [1, 4-5, 8]. Совокупность вышеприведенных данных означает, что сводный разрез метаморфических терригенных толщ СКП от плагиогнейсов колпаковской серии до песчаников кихчикской серии и плагиогнейсы ганальской серии ГНП представляют собой единую серию осадков, сформированную в крупном субконтинентальном бассейне в пределах как Западной, так и Восточной Камчатки в позднемезозойский цикл осадконакопления за счет размыва одной и той же области сноса.

Заключение. Проведенные Sm-Nd изотопно-геохимические исследования 46 проб метаморфических пород из колпаковской, камчатской, малкинской, кихчикской и ганальской серий Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий позволили получить новую информацию о ранних этапах формирования континентальной коры Западной и Восточной Камчатки и показали отсутствие в терригенных породах всех изученных серий значимых различий изотопного состава Nd, что свидетельствует о геохимическом сходстве источников сноса, за счет которых происходило формирование терригенных толщ. Впервые на современном уровне установлено, что метаморфические терригенные породы СКП и ГНП, традиционно относимые к разновозрастным сериям от архея до позднего мезозоя, образовавшимся в различных геодинамических обстановках в регионах, удаленных друг от друга на расстояние в тысячи километров, представляют собой комплекс флишоидных отложений, сформированный в едином морском субконтинентальном бассейне в позднемезозойский цикл седиментации за счет размыва одной и той же питающей провинции. Таким образом, результаты настоящего исследования позволяют сделать следующий вывод – Срединно-Камчатское и Ганальское представляют собой единую палеоструктуру, сформировавшуюся в раннемеловое время, насыщенную разновозрастными магматическими телами ультраосновного, основного и кислого состава, испытавшую зональный региональный метаморфизм в раннем эоцене и расчлененную в плиоцене в процессе рифтогенеза на два крупных поднятия.

Авторы выражают искреннюю признательность М.Фанингу (АНУ, Канберра, Австралия), Б.В.Беляцкому, В.П.Ковачу (ИГГД РАН), принимавшим участие в выполнении Sm-Nd изотопно-геохимических исследований.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 Лист N-57 – Петропавловск – Камчатский. Объяснительная записка. СПб. 2006. 376 с.
2. Лебедев М.М., Бондаренко В.Н. // Сов. Геология. №11. 1962. С.98-105.
3. Ханчук А.И. Эволюция древней сиапической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток. 1985. 137 с.
4. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. // Journal of Geology. 2002. v.110. p.271-

289. 5. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. М.: Наука. 2008. Труды ГИН РАН. Вып. 577. 319 с. 6. De Paolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: An introduction. N-Y. 1988. 187р. 7. Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. // Chemical Geology. 1996. V.129. P. 39-69. 8. Кузьмин В.К., Родионов Н.В. // ДАН. 2011. Т.436. №4.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ В ШИР-ЗОНАХ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАРЕЛИИ

Л.В.Кулешевич

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru)

Крупными рудоконтролирующими структурами для месторождений золота могут быть нарушения типа пологих надвигов (thrust), крутых (shear) и косонаклонных (oblique) сдвигов и сдвигов с горизонтальной составляющей (strike-slip). Рудолокализирующие структуры более разнообразны. В масштабе рудных полей и месторождений для локализации оруденения наиболее благоприятны: пересечение разломов, крылья, осевые поверхности складок, флексуры, дуплексы, будинаж, реверсивные и ротационные структуры, эшелонированные трещины и трещины типа «конского хвоста», линейные штокверки и жильные области в ореоле даек порфиров и интрузий. В морфологии золото-кварцевых жил в масштабе рудных тел также существуют закономерности в зависимости от условий хрупко-пластичных деформаций и, соответственно, Р–Т параметров среды: в зеленосланцевой фации образуются ветвящиеся жилы, прожилки, в амфиболитовой – более четкие и крупные жилы.

Shear zones (шир-зоны, сдвиговые или сколовые зоны) – это узкие, обычно круто падающие, сильно деформированные зоны, по которым смещены блоки относительно более слабо деформированных пород в нижней части земной коры, это зоны смятия, характеризующиеся интенсивными деформациями без видимого нарушения сплошности пород и при отсутствии единой плоскости разлома. Шир-зоны могут рассматриваться как потенциальные проводники для перемещения минерализованных флюидов, магм, теплопереноса в литосфере. Их геодинамическая позиция, глубина формирования и метаморфогенно-метасоматические преобразования бывают различны. Геохимическая специализация метасоматитов и состав руд в них могут быть самыми разнообразными, в зависимости от состава первичных пород, претерпевших метаморфогенно-метасоматические преобразования, а также содержать дополнительно привнесенные рудогенные элементы (то есть, быть «аномальными», по Д. Гровсу).

Шир-зоны на Карельском кратоне приурочены или сопряжены с крупными тектоническими сутурами поздних коллизионных этапов развития территории и характеризуются метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями в условиях стрессового давления (сжатия или растяжения – транспрессии или транстенции), чем и отличаются от ассоциаций статического метаморфизма, по О.И. Володичеву [1-3]. При формировании шир-зон, могут существовать области и те, и другие. Деформации и метаморфогенно-метасоматические преобразования в шир-зонах могут иметь большую протяженность и относятся к пластичным (ductile) – в условиях метаморфизма повышенных температур и давлений амфиболитовой фации, хрупко-пластичным и хрупким (brittle and brittle-ductile) – в зонах зеленосланцевого метаморфизма. Для метасоматических процессов, связанных с метаморфизмом (в метаморфических комплексах), также как и для тех, которые связаны с магматизмом, характерно формирование зональности, обусловленной эволюцией кислотности-щелочности растворов, однако более часто возникают протяженные зоны не полно проявленных метасоматитов. Месторождения золота,

приуроченные к шир-зонам, обычно не имеют однозначных связей с гранитами, отстают от времени их становления, но бывают близки по времени образования к главным фазам деформаций: на Карельском кратоне для архея – это 2,7-2,6 млрд. л., для протерозоя – 1,9-1,8 и 1,76-1,74 млрд. лет (ранний и поздний свекофеннский).

В архейских зеленокаменных поясах (ЗП) в пределах Карельского кратона и его ближайшем обрамлении можно выделить несколько основных доменов с ведущими направлениями сдвиговых деформаций коллизионного этапа, определяющих локализацию метасоматитов и золото-сульфидной (или сульфоарсенидной) минерализации или золото-кварцевых жил: 1) в восточной части Карельского кратона – это субширотные, СЗ, субмеридиональные в позднем архее и ведущие СЗ – в раннем протерозое; 2) в центральной части кратона – субмеридиональные и субширотные в позднем архее, СЗ и СВ – в раннем протерозое; 3) в западной части – субмеридиональные и субширотные в позднем архее, СВ и СЗ – в раннем протерозое; 4) в юго-западной части – СЗ и СВ в позднем архее и раннем протерозое, 5) в СВ части кратона на границе с БСО – субмеридиональные и СЗ – в позднем архее, СЗ, СВ – в протерозое. Деформации (складки, сдвиги, расщепление) в областях сжатия или растяжения сопровождаются сопряженным динамометаморфизмом (Ку-Sill-типа) и появлением изофациальных метасоматитов повышенных давлений, либо метасоматитов и жил регрессивной стадии в зонах растяжения, сопровождающихся понижением давления. К этим зонам обычно и бывает приурочена золото-сульфидная вкрапленная и золото-кварцевая прожилково-вкрапленная или жильная минерализация [3]. Для архейских ЗП, испытавших преобразования в AR и PR1, возникает сложность в выделении этих этапов, позиции оруденения, соответственно, двойственность мнений, порождаемых недостатком информации и знаний. Исключительная роль палеопротерозойского (свекофеннского) периода в формировании шир-зон и проявлений, исходя из структурного анализа (часто унаследует тот же структурный план) или радиологического датирования требует серьезного и критического подхода, а не максимализма в решениях.

Метаморфические преобразования в архейских зеленокаменных поясах (ЗП).

Ранние метаморфические преобразования пород в наиболее древних ЗП обрамляющих Водлозерский блок, протекали близко по времени внедрения шилосского и шуйского комплексов гранитоидов (~2,86 млрд. лет). В Каменноозерской и Шилосско-Рыбозерской структурах ранние метаморфические преобразования пород происходили при $P=1-3$ кбар и $T=450-500^{\circ}\text{C}$. На проявлениях Заломаевского РП метасоматиты по породам разного состава в ореоле Шилосского массива и комплекса даек представлены эпидозитами, пропилитами, березитами, лиственитами. На коллизионном этапе (~2,7 млрд. лет) сформировались наложенные бластические парагенезисы и метасоматиты в шир-зонах, выделяемых как Кумбуксинский, Каменноозерский, Северный и Южно-Выгозерский глубинные разломы. В Кумбуксинской зоне Каменноозерской структуры (по данным автора и Б.Ю. Астафьева) эти ассоциации представлены карбонатом, хлоритом, хлоритоидом, альбитом, серицитом ($T=420-490^{\circ}\text{C}$, $P\sim 3$ кбар), в коматиитах развиты хлорит, тальк, Ca-Mg-Fe-карбонат ($T=400-420^{\circ}\text{C}$, $P=1,5$ кбар). Листвениты и березиты участка Золотые Пороги образовались при снижении T от ~400 до 220°C ($T_{\text{гом}}$ ГЖВ в карбонате $300-220^{\circ}\text{C}$). Они секутся кварц-карбонатными жилами, которые содержат Ni-Co-Fe-As-Sb-S фазы, сурьму, акантит, золото, $T_{\text{обр.}}$ рудных минералов ~440-140 $^{\circ}\text{C}$.

На участке Рыбозеро – узкой сжатой структуре Южно-Выгозерского ЗП (шир-зоне меридионального простирания) образовались хлорит-тальк-карбонатные сланцы и листвениты по коматиитам, березиты по кислым-средним породам, актинолит-хлоритовые сланцы по пироксенитам. Колчеданные руды (восточной) и ильменит-магнетитовые руды (западной) ветви участка испытали перекристаллизацию. Эти процессы сопровождались

миграцией элементов, переотложением S-Cu-Ni минерализации (с ЭПГ) в западной ветви участка. В сланцах по кислой пачке отложились вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные руды с аномальным геохимическим составом в связи с близостью коматиитов. Они содержат пирит, халькопирит, галенит, Bi-Te-фазы, Ni-сульфоарсениды, Ni(As,Sb)S, алтаит, золото, низкотемпературные Au-Ag-Te-соединения; интервал $T_{обр.} \sim 240-140^\circ\text{C}$. Возраст руд по галениту (C-73) - 2,7 млрд. лет.

В Сегозерско-Ведлозерском ЗП региональный метаморфизм достигал условий амфиболитовой – зеленосланцевой фаций ($P=2,2-3,9$ кбар). На коллизионном этапе в локальных зонах дислокаций в Хаутавааро-Ведлозерской структуре P повышалось до $4,6-7$ кбар (восточная ветвь пояса). В условиях привноса K и B формируются дорудные метасоматиты хлорит-турмалин-мусковит-кварцевого состава (P от $1,5-4$ кбар, $T=600-480^\circ\text{C}$; данные О.И. Володичева, Б.Ю. Астафьева, А.Ф. Горошко). К ССВ шир-зоне в кварц-серицитовых сланцах приурочены проявления Коруд и метаморфогенно-метасоматические преобразования колчеданов. На рудопроявлении Новые Пески при снижении PT -условий метаморфизма от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации в гранатовых амфиболитах по габбро наблюдается замещение ильменита сфеном, образуются зонки с эпидот-хлоритовыми метасоматитами, содержащие Au-As-вкрапленность. Парагенезис арсенопирита и леллингита относится к наиболее высокотемпературному ($T=450-470^\circ\text{C}$). При снижении температуры отложилось тонкое золото, мальдонит, минералы Bi-Te. Привнос серы сопровождался появлением поздних сульфидов. Подобные изменения и рудная минерализация известны и на Ведлозерском колчеданном рудопроявлении.

В Ц. Карелии с ССВ шир-зонами связано заложение и формирование пулл-апарт структур, в которых сначала накапливались осадки – конгломераты, граувакки, песчаники (Койкарская, Эльмусская структуры). К меридиональной сдвиговой зоне в Койкарской структуре с альбит-карбонат-рутил-серицит-хлоритовыми изменениями вмещающих пород приурочено Au-S-As-оруденение Северо-Гирвасского проявления, представленное арсенопиритом, герсдорфитом, кобальтином, золотом, висмутом, Sb-Bi минералами (данные О.Б. Лаврова и автора). $T_{обр.} \sim 340-240^\circ\text{C}$ (до 105°); тип мезотермальный. Севернее на уч. Педролампи к узлу ССВ и СЗ зон полигенного рассланцевания приурочены листовит-березитовые преобразования вмещающих толщ ($T=390-240^\circ\text{C}$). В них встречаются будинированные кислые дайки, кварцевые жилы, вкрапленно-прожилковое и гнездовое золото-пиритовое и Au-Ag-содержащее халькопиритовое оруденение ($T=340-105^\circ\text{C}$) в серицит-карбонат-кварц-турмалиновых метасоматитах.

В Костомукшской структуре преобразования пород коллизионной стадии происходили в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений. В ССВ шир-зонах сформировались бластические метасоматиты (уч. Восточный, Кургелампи). Внедрение тел и даек диоритов-гранит-порфиров таловейского комплекса (2,72 млрд. лет) произошло после главной складчатости и метаморфизма. В ореоле массивов Центрального и Факторного формируются эпидозиты и биотититы, наложенные на амфиболиты и тальк-карбонат-хлоритовые изменения по коматиитам. Позднемагматические изменения диоритов и гранит-порфиров (березиты и пропилиты) сопровождалось кварцевым штокверком с пиритом и золотом. Главная жила по ССВ шир-зоне сечет шток, она образовалась уже при снижении P и T от 380 до 130°C (по данным изучения ГЖВ). На участке Южно-Костомукшском синскладчатые парагенезисы представлены гранатом, роговой обманкой ($T=680-750^\circ\text{C}$), грюнеритом, биотитом, кварцем. В субширотной шир-зоне, наложенной на смятые вмещающие толщи вблизи контакта с геллефлинтами, развита Au-S-As-кварцевая вкрапленно-прожилковая минерализация. Околорудные изменения содержат мусковит, микроклин, биотит, амфибол, кварц, турмалин ($T \sim 500^\circ\text{C}$). По парагенезису арсенопирит-

леллингит, начальная $T_{\text{обр}}$ руд снижалась от 500°C и при образовании пирротина, сульфидов полиметаллов золота, Au-Bi-Sb-фаз до 300-150°C; тип гипотермальный.

В ЗП Ялонваара-Хатту метаморфизм ранней стадии сближен по времени с тоналитами-гранодиоритами комплекса Куйттила (2,745–2,72 млрд. л.). Он происходил в условиях $T=500\text{--}550^\circ\text{C}$ и $P=3\text{--}5$ кбар для пояса Хатту (Финляндия) и близких для Ялонваары (Карелия). Порфиробласты граната, кианита, ставролита характеризуют повышение давлений. Околорудные изменения на контакте золото-кварцевых прожилков в диоритах и их ореоле представлены ассоциацией диопсида, скаполита, амфибола, плагиоклаза, биотита, микроклина ($T=500\text{--}400^\circ\text{C}$, $P=2\text{--}3$ кбар). Сульфиды отлагались при $T=445\text{--}370\div 105^\circ\text{C}$.

Палеопротерозойские и более молодые зоны сдвиговых деформаций на Карельском кратоне. В протерозое на свекофеннском этапе развития мощные блоковые перемещения в фундаменте Карельского кратона сопровождалось формированием пологих синклинальных структур и низкobarическим метаморфизмом зеленосланцевой-пренит-пумпеллиитовой фаций, а затем поздними подвижками и складчато-разрывными хрупко-пластическими деформациями в породах чехла карельского структурного этажа и широко проявленным метасоматозом. В окружении Центрально-Лапландского батолита метаморфизм достигал амфиболитовой фации, в его ореоле заложилась зона СЗ и СВ сдвиговых деформаций (линия Сиркка, шир-зона Куусамо, Финляндия). Шир-зоны сопровождалось изменениями пород и Au-S-минерализацией. В районе Куусамо условия метаморфизма достигали гранат-ставролитовой субфации, тогда как метасоматиты на ряде проявлений образовались при снижении P и $T=350\text{--}300^\circ\text{C}$. В Паана-Куоляярвинской структуре на уч. Майском ранние метаморфические преобразования основных пород проходили при $T=500\text{--}520^\circ\text{C}$, $P=2,8\text{--}3,2$ кбар. Околорудные (щелочные) метасоматиты и СВ жилы оказались оторваны от раннего метаморфизма. Данные Rb-Sr метода, полученные по ряду объектов для альбититов, показали их рифейский возраст (1,5-1,4 млрд. л.) Изменения, сопровождающие золото-кварцевые жилы, представлены кварцем, альбитом, Ва-калишпатом, гялофаном, биотитом, мусковитом, кальцитом. Ранние сульфиды меди, золото и селениды отлагались при снижении T до $220\text{--}105^\circ\text{C}$ (данные А.А. Вольсона). Подобные изменения в СЗ и СВ шир-зонах и оруденение установлены на ряде объектов центральной Карелии – Шуэзерском, Мойна, Воицком, Воронов Бор и др. В Онежской и Кумсинской структуре метаморфизм и метасоматоз происходили при снижении T от 430°C , ($P\sim 1,7\text{--}2,1$ кбар) до приповерхностных условий. Щелочные Na-метасоматиты представлены эйситами, калиевые – слюдами (с Cr-V-слюдами), кварц-карбонатные прожилки содержат сульфиды, селениды, золото, серебро, интерметаллиды Pd, Pt.

Таким образом, шир-зоны – дислокационные структуры, формировавшиеся как в условиях повышения, так и при снижении давления. Для отложения оруденения в них благоприятны метасоматиты, которые возникли при снижении PT (в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации), носят наложенный и дискретный характер, сопровождаются жилами, прожилками и вкрапленностью сульфидов или сульфидоарсенидов.

Литература

1. Володичев О.И. // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. 2008. Ч. 1. С. 99-100.
2. Володичев О.И., Кулешевич Л.В. // Минерогения докембрия. Петрозаводск. Ч. 1. 2009. С. 41-45.
3. Кулешевич Л.В. // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск. Ч. 1. 2008. С. 297-300.

КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ОСНОВНЫХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ (НОВЫЙ ВЗГЛЯД)

В.С. Куликов¹, В.В. Куликова¹, Я.В. Бычкова²

(¹Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kulikov@krc.karelia.ru; ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва)

Классификация ультраосновных и непосредственно связанных с ними основных вулканитов остается еще недостаточно разработанной, несмотря на значительные достижения в изучении этих пород в последние годы. Вопросы их классификации и номенклатуры неоднократно обсуждались как в отечественной, так и иностранной литературе на протяжении более 30 лет после открытия коматиитов [1 - 16 и др.]. Необходимо отметить, что классификации, рекомендованные Подкомиссией по систематике изверженных пород (ПСИП) Международного союза геологических наук и Терминологической комиссией (ТК) и ее преемниками Межведомственного петрографического комитета РАН имеют значительные различия, связанные главным образом с разными подходами к построению классификационных таблиц и диаграмм.

Классификация ПСИП [16] выделяет среди высокомагнезиальных вулканитов две группы: высокомагнезиальную (коматииты и меймечиты) и пикритовую. Для первой группы минимальное содержание MgO составляет 18% (вес.), а для второй – 12%. На диаграмме TAS граница между бонинитом и коматиит-меймечит-пикритом устанавливается по 52% SiO_2 . Максимальное содержание щелочей ($Na_2O + K_2O$) принимается для коматиитов и меймечитов 2%, а для пикритов – 3%. Меймечиты и коматииты отличаются содержанием TiO_2 , более 1% для первых и менее 1% для вторых.

Однако эти параметры не позволяют решить ряд важных задач по разделению: 1) меймечитов и титанистых пикритов, у которых $MgO > 18\%$; 2) коматиитов и низкотитанистых пикритов с $MgO > 18\%$; 3) коматиитов и марианитов, содержащих $SiO_2 < 52\%$. Не логично решен вопрос о границе пикритов и пикробазальтов в 12% MgO , в то время как аналогичная граница между коматиитами и коматиитовыми базальтами установлена по 18%. Классификация ПСИП не рассматривает вопрос о месте наиболее магнезиальных ($MgO > 35\%$) пород (преимущественно оливиновых кумулятов) коматиитовой и пикритовой серий и их номенклатуре.

Классификация Межведомственного петрографического комитета России, разработанная во ВСЕГЕИ и включенная в Петрографический кодекс (ПК) России [7], также содержит ряд нерешенных вопросов, из которых следует отметить следующие:

1) несмотря на значительное разнообразие высокомагнезиальных ($MgO > 18\%$) вулканитов, в классификационной таблице (Таблица 1 приложения 1 ПК) они объединены в одно семейство горных пород – «пикриты»; приведенные петрохимические составы вулканитов в табл.1 очевидно не везде пересчитывались на 100% (без H_2O , CO_2), как это требует ПК, и поэтому содержания ряда окислов занижены, особенно SiO_2 до 2-5%, вследствие чего преобладающая часть вулканитов коматиитовой серии оказалась в отряде ультраосновных пород (меньше 45% SiO_2), хотя пересчитанные содержания кремнезема в них составляют до 50% и выше, что соответствует основным породам; весьма скудно представлена коматиитовая часть упомянутой таблицы, где коматиит рассматривается как структурная разновидность пикрита; не решен вопрос о месте низкотитанистых пикритов, которые по некоторым петрохимическим признакам схожи с коматиитами; впервые выделенные в качестве самостоятельных видов горных пород: низкотитанистый и

высокотитанистый пикриты и ультраосновной пикробазальт, недостаточно обоснованы и требуют уточнений.

Авторы попытались исправить отмеченные недостатки обеих классификаций на основе анализа их последних версий с широким привлечением собственных материалов (в т. ч. неопубликованных) по коматиитовым и пикритовым сериям Фенноскандии, а также с использованием новых данных из монографии Н. Арндта с коллегами «Komatiite» [13]. Предлагается новый вариант классификационной таблицы в формате, принятом для ПК России [7]. При разработке ее мы руководствовались следующими основными принципами, которые не противоречат рекомендациям ПСИП и ТК.

1. Главный критерий классификации ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ. Его выбор обусловлен тем, что многие высокомагнезиальные вулканы содержат значительное количество разложившегося или измененного стекла, а первичные минералы (оливины, пироксены, плагиоклазы и др.) также сохраняются редко особенно в докембрийских комплексах, что не позволяет объективно использовать модальный состав этих пород в качестве главного критерия.

2. Все используемые химические анализы пересчитывались на 100% (без H₂O, CO₂ и др. летучих).

3. Главной границей, отделяющей высокомагнезиальные вулканы от других вулканических пород, признается содержание MgO = 18%, т.к. для первых оно является минимальным, а для вторых – максимальным. Эта граница делит соответствующие ультрамафит-мафитовые петрохимические серии на мафитовые и ультрамафитовые части [15].

4. Ультрамафитовые вулканы с учетом международных и отечественных исторических традиций, особенностей вещественного состава и специфичности структур наиболее представительных пород впервые разделяются на три семейства: коматиитовое, меймечит-пикритовое и марианит-бонинитовое. Эти семейства характеризуются также различными временными интервалами своего расцвета в истории Земли (первое - в архее, второе - в протерозое – фанерозое и третье - в мезо-кайнозое).

5. В пределах каждого семейства по содержанию MgO, TiO₂ и FeO+Fe₂O₃, а также величинам важных для ультрамафитов петрохимических отношений Al₂O₃/TiO₂ и CaO/Al₂O₃ можно выделять самостоятельные виды горных пород. Основными границами между ними являются: по MgO: 18 и 35%; по TiO₂: 0.5, 1.0, 1.5%; по FeO+Fe₂O₃: 14%.

6. Разновидности пород выделяются с учетом их минеральных и структурных особенностей, а также некоторых специфических петрохимических параметров (напр., содержание Al [13, 15]).

На основании вышеизложенного и учитывая принятую в отечественной и мировой литературе номенклатуру горных пород, в новой таблице помещено 7 выделенных видов высокомагнезиальных (более 18% MgO) вулканитов.

На трех базовых диаграммах: SiO₂ – (Na₂O + K₂O), MgO – TiO₂ и Al₂O₃/TiO₂ – CaO/Al₂O₃ они занимают определенные поля, в некоторых случаях перекрывающие частично друг друга. Напр., на диаграмме SiO₂ – (Na₂O + K₂O) это касается полей пикрита, меймечита, низкотитанистого пикрита и ферропикрита, а также, частично, коматиита и низкотитанистого пикрита. На диаграмме MgO – TiO₂ поле ферропикрита располагается в центральной части пикритового, а низкотитанистые пикриты перекрывают поле коматиитов, остальные поля не пересекаются. На диаграмме Al₂O₃/TiO₂ – CaO/Al₂O₃ поля всех видов самостоятельны, за исключением совпадающих коматиитового и коматиитовых перидотит-дунитов.

Авторы предлагают рассматривать новую таблицу в качестве кандидата на замену классификационной табл.1 в приложении 1 ПК (2009). При этом потребуются некоторая корректировка аналогичных таблиц ПК для основных и средних вулканитов.

Заслуживает четкого определения термин «высокомагнезиальный вулканит». Если принять для него минимальную границу 18% MgO, то вулканиты с содержанием MgO - 8-18% следует именовать «магнезиальный вулканит» (включая коматиитовый базальт, пикробазальт, бонинит и др.). Требуется дальнейшего обсуждения вопрос о главной классификационной диаграмме для этих пород, которой может быть MgO – TiO₂. Поиски привели к созданию идентификационных диаграмм lg (Al₂O₃:TiO₂) - lg MgO (или lg ATM) алюмотитановый модуль) - lg MgO и ATM - MgO. Было установлено, что породные ассоциации (вулканиты и плутониты) в логарифмических координатах выстраиваются в тренды с направлением «боуэновской» эволюции в сторону уменьшения MgO, увеличения щелочей при одинаковом значении ATM, образуя серии, которые на этих диаграммах отделяется одна от другой минимальным объемом точек составов. При этом только логарифмические координаты не дают перекрытия полей составов. Особенности минеральных ассоциаций пород каждой серии в интервале содержаний MgO = 9 - 45% обусловлены исходным составом. Авторами приняты следующие типоморфные минеральные ассоциации, для каждой серии, соответственно: 1) оливин, оливин - ортопироксен, оливин – ортопироксен - плагиоклаз (индикаторный - шпинель) ультраосновные – пироксеновые с гранатом перидотиты; 2) для Al - необедненных (хондритовых) разностей: оливин, оливин - шпинель, оливин – ортопироксен – клинопироксен - шпинель (индикаторные минералы - шпинель и гранат), а для Al-деплезированной разности: оливин, оливин – ортопироксен - клинопироксен (индикаторный минерал - гранат) с переходом в шпинелевые и гранатизированные шпинелевые перидотиты; 3) оливин, пикрит – авгит - плагиоклаз (индикаторный минерал - магнетит) с выходом в гранатовые перидотиты.

Таблица

Ультраосновные – основные высокомагнезиальные (MgO >18%) вулканические породы, подотряд нормальной щелочности (35 < SiO₂ < 52; Na₂O + K₂O < 2)¹

Семейства горных пород	Коматиитовое		Меймечит-пикритовое				Марианит-бонинитовое
Виды горных пород	Коматиитовый перидотит-дунит	Коматиит	Меймечит	Пикрит	Низкотитанистый пикрит	Ферропикрит	Марианит
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39 - 45*	46 -52	39 -42	38 -48	42 -45	44 -48	52 -57
TiO ₂	0.2 - 0.5	0.4 -0.7	1.5 -2	1 -5	0.2 -0.9	1.3 -2.5	0.1 -0.3
Al ₂ O ₃	1 - 7	5 -11	2 -4.5	4.5 -9	3.5 -5	4.5 -8	3.5 -6
Fe ₂ O ₃	4 - 12	2 -10	4 -10	1.5 -9	2 -5	2 -7	0.5 -4
FeO	1 - 7	1 -9	4 -9	3.5 -12	7.5 -12	8 -14	5 -8.5
MnO	0 - 0.2	0.1 -0.4	0.2 -0.3	0.2 -0.3	0.1-0.2	0.1 -0.2	0.1 -0.3
MgO	35 - 45	18 -35	35 -40	18 -35	18 -35	18 -31	18 -32
CaO	0 - 5	2.5 -9.5	3 -6	2.5 -11	5 -7	3 -13	2 -4.5
Na ₂ O	0 - 0.01	0.03 -0.5	0.1 -0.8	0.1 -0.5	0.2 -0.5	0.05 -0.3	0.3 -1
K ₂ O	0 - 0.01	0.01 -0.2	0.15 -0.5	0 -0.4	0.1 -0.3	0.01 -0.05	0.1 -0.4
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	13 - 23	15 -25	1 -3	4 -9	17 -19	3 -4	30 -70
CaO/Al ₂ O ₃	0.6 - 0.7	0.5 -0.7	1.3 -2	0.7 -1.5	1.2 -1.6	0.9 -1.4	0.6 -2.2

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8
Модальный Минеральный состав (первичный)	Ol 50-95** Срх + Орх до 50 Chr, Mt, стекло	Вкрапленники: Ol (скелеты, пластинки), Срх (иголки); Матрица: стекло, Chr, Mt	Вкрапленники Ol до 70% Матрица: Ol, Срх, Mt, Phl, стекло	Вкрап.: Ol, Срх, Hbl<10% Матрица: Срх, Ol, Mt, Phl, Pl, стекло	Вкрап.: Ol до 50%, Срх до 60% Матрица: Срх, Ol, Mt, стекло	Вкрап.: Ol, Срх, Chr Матрица: Ol, Срх, Hbl, Chr, Mt	Вкрап. (Орх, Ol, Срх) Матрица: Орх, Срх, Ol, Pl, стекло
Основные разновидности	Коматиит-дунит (Ol>90), коматиит-перидотит (Ol <90)	Al – деплетиров. (Al ₂ O ₃ /TiO ₂ ~10 - 15; CaO/Al ₂ O ₃ >1), Al-недеплетиров. (Al ₂ O ₃ /TiO ₂ = ~ 15-25; CaO/Al ₂ O ₃ <1); 3) феррокоматиит (FeO+Fe ₂ O ₃ >14). По структуре: спинифексовый, афировый, Ol-фировый, массивный	:	Роговообманковый, плагиоклазовый, флогопитовый			
Характерные особенности и видов	Мезо- и адкумулы Ol, Рх	Структура спинифекс (Ol и Срх - Ol)	АТМ (Al ₂ O ₃ / TiO ₂) - 1-3	АТМ < 10 Структура Рх - Ol-фировая, массивная	АТМ - 17-19	АТМ -3-4 (FeO+Fe ₂ O ₃) > 14	Стеклодацитовое. АТМ 30 – 70

Примечание.*Граничные содержания окислов (мас. %) даны для представительных пород из литературных источников [2, 4, 5, 7, 9, 10, 12, 13]. **Содержания минералов (об.%) взяты из тех же источников. Принятые сокращения: Ol - оливин, Орх - ортопироксен, Срх - клинопироксен, Pl - плагиоклаз, Phl - флогопит, Hbl - роговая обманка, Chr - хромит, Mt - магнетит, АТМ (Al₂O₃/TiO₂) - алюмотитановый модуль.

Данную публикацию авторы рассматривают как начало работы по совершенствованию ПК России с учетом рекомендаций ПСИП в новом издании «A Classification of Igneous Rocks»

and Glossary of Term» (2011), а также нового фактического материала российских петрографов. В частности требует дополнительного обсуждения вопрос о целесообразности отнесения к семейству коматиитов в связи с близостью петрохимических параметров низкотитанистых пикритов типа Камчатки и Горгоны, не имеющих оливиновых спинифекс структур, а к семейству меймечитов-пикритов – феррокоматиитов типа Бостон Крик со структурами спинифекс.

Литература

1. Классификация и номенклатура изверженных горных пород. М: Наука, 1981. 160 с.
2. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита (отв. ред. Богатиков О.А.). Л: Наука, 1988. 193с.
3. Куликов В.С. // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л: Наука, 1988. С.7-13.
4. Магматические горные породы. Ультраосновные породы (отв. ред. Лазько Е.Е., Шарков Е.В.). М: Наука, 1988. 508с.
5. Марковский Б.А., Ротман И.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л: Недра, 1981. 247с.
6. Петрографический кодекс (магматические и метаморфические образования). Л.: ВСЕГЕИ, 1995. 128с.
7. Петрографический кодекс (магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования). СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 200с.
8. Петрохимические серии магматических пород. /Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 114с.
9. Попов В.С. // Записки ВМО, 1988 в. 6 ч. 117. С. 730-746.
10. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб: Наука, 1992. 272с.
11. Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. М: Наука, 1985. 160с.
12. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford:1989. 195p.
13. Arndt N., Leshner M., Barnes S. Komatiite. Cambridge: 2008. 465p.
14. Davis P.C. (ed) Classic Komatiite Localities and magmatic Fe-Ni-Cu-(PGE) Sulphide Deposits of the Abitibi Greenstone Belt, Ontario – Quebec. Sudburi:1999.76p.
15. Komatiites (eds Arndt N., Nisbet E.). London:1982.526p. 16. Le Bas M.J. // J.Petrology, 2000, v. 41,10. P.1467-1470

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА "СОЛОМЕНСКОЙ" АССОЦИАЦИИ: БРЕКЧИИ, ЛАВЫ, МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ДАЙКИ

В.В. Куликова, В.С. Куликов

(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru)

Карелия, начиная уже с XVII в. благодаря своим природным особенностям, стала для естествоиспытателей, а затем и профессиональных геологов, учебным полигоном, значимость которого не исчезает до наших дней, а труды одного из выдающихся исследователей того времени академика Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [1- 2 и др.] остаются востребованными доныне [3 и др.]. «Олонецкая диабазовая формация» [3], представленная ассоциацией туфов, лав, долеритов, брекчий, даек и исследуемая с использованием новейших технологий, в значительной мере предстает в неизвестном ранее многообразии, которое, однако, исходит из базовых результатов работ Ф.Ю. Левинсон-Лессинга.

"Соломенская" ассоциация: брекчии, лавы и дайки (некки, силлы) мафит-ультрамафитов лудиковийского возраста наиболее представительна в Ц. Карелии по западному берегу Онежского озера и традиционно относится к суйсарской свите. Название «суйсарская свита» дано геологом В.М. Тимофеевым [5] по Суйсарскому побережью Онежского озера. Она, включая "соломенские брекчии", являлась объектом интереса и изучения уже с середины XIX в. [6-8]. Низкая степень метаморфизма вулканитов (прениит - пумпеллиитовая, реже зеленосланцевая фации), их полифациальный состав и сравнительно легкая доступность для изучения при хорошей обнаженности придали этому магматическому комплексу ранг эталонного в петрографии не только для Карелии, но и для всей России. Именно с описания данного комплекса (часть олонецкой диабазовой формации) начал развиваться в России и в Советском Союзе формационный анализ магматических пород [1, 2]. В XX в. ей посвящено множество трудов разных авторов [8 - 13 и др.].

Предполагается, что в Ц. Карелии было пять фаз суйсарского вулканизма. Пространственное распространение выделенных вулканических пачек, их мощности и фациальный состав описаны в [12]. Контакт образований суйсарской свиты с породами заонежской свиты был отмечен еще Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [4]. Он в виде пласта тонкозернистых пестроцветных туфосланцев, который прослеживается от местечка Чертов Стул в п. Соломенное в окрестностях г. Петрозаводска (рис. 1) почти по всей площади развития свиты: пос. Шуйская Чупа, д. Царевичи и вскрыт рядом скважин ПГО "Невскгеология", а также опорной скв. 5 (КГЭ).

Суйсарская свита мощностью около 390 м разделена на пять сложно построенных пачек за счет переслаивания (снизу вверх): 1- базальтовых туффитов (17 м); 2 - базальтовых туфов и туффитов, частью окварцованных, с единичными потоками пикробазальтов (59 м); 3 - лавовых потоков плагиоавгитовых массивных, частью миндалекаменных, их лавобрекчий базальтов, единичных потоков плагиоавгитовых андези- и трахибазальтов (87 м); 4 - лавовых потоков массивных, частью миндалекаменных пикробазальтов, их лаво- и туфобрекчий с редкими потоками мелабазальтов, их лавобрекчий и прослоями туфов пикро- и мелабазальтов (218 м), 5 - лавовых потоков массивных авгитовых частью миндалекаменных, мелабазальтов и их лавобрекчий и туфов и более редких потоков авгитовых базальтов (28 м) [14], а также силлами перидотитов, пикритов, габбродолеритов, дайками пикритов, пикробазальтов и базальтов;.

Особый интерес вызывают «соломенские брекчии», которые уже в XIX в. охарактеризованы и систематизированы Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [4]. Авторами прослежены эти образования на расстояние более 10 км по трассе газопровода Петрозаводск – Кондопога. Однако оконтурить и описать разновидности их остается вопросом будущего, поскольку среди брекчий выделяются валунобрекчии (рис. 1:3), непосредственно брекчии (рис. 1: 4), аггломератовые туфы, вулканические тонкозернистые туфы (рис. 1). Ф. Ю. Левинсон - Лессингом были описаны туфы, состоящие из обломков «авгитового порфирита» с цементом из гематита и «глобулитов» - осколков измененного стекла, стекловатых горошин и лапильей. Возможно, появятся доказательства их тектитовой природы. Однако при детальном изучении характера и состава обломков обнаруживаются или моренные, или признаки перемыва первичных неясного генезиса обломочных пород (рис. 2: 3-4). Обломки брекчий по составу разнообразны (табл. 1). Последние определялись на микропробах на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН.

Отсутствие единого маркирующего горизонта в пачке брекчий ограничивает корреляцию разных частей вулканического плато. Им может служить лишь пакет (1-3 потока) базальтов с вариолитовой текстурой, прослеживаемый вдоль западного берега Онежского озера по траверсу пос. Соломенное – Ялгуба [4] и далее на побережье залива Ялгуба, где они детально изучались С.А. Световым [9].

На территории Сада этот пакет наиболее хорошо прослеживается на уступе вблизи вершины горы Б. Ваара. Его химический состав непостоянен по простиранию и отличается от среднего состава «вариолита II», по [4]) (п/ж в скобках)(мас. %): SiO₂ - 39.86 - 46.37 (**49.95**), TiO₂ - 1.65 - 1.94 (-), Al₂O₃ - 13.97 - 14.73 (**14.77**), FeO - 14.38 (**Σ 10.94**), MgO - 7.20 - 8.68 (**4.28**), CaO - 13.17 - 14.09 (**10.26**), Na₂O - 2.18 (**2.87**), K₂O - 0.53 - 1.09 (**2.63**). **Матрица для вариоли:** SiO₂ - - 38.88-35.36, TiO₂ - 2.32, Al₂O₃ - 21.79-10.76, FeO - 13.14-14.92, MgO - 16.85-9.19, CaO - 8.80-27.46, K₂O - 0.56.

Вариоли по химическому составу соответствуют средне-кислым умеренно щелочным по родам (мас.%): средний: SiO₂ - 59.08- 61.36, TiO₂ - 1.52-1.93, Al₂O₃ - 12.72-13.77, MgO - 4.19-4.80, FeO - 5.73-6.37, CaO - 7.48-7.81, Na₂O - 4.57-5.33, K₂O - 1.98-1.42, матрица внутри вариоли: SiO₂ - 61.48, TiO₂ - 1.87, Al₂O₃ - 16.70, FeO - 4.31, MgO - 1.47, CaO - 5.44, Na₂O -

5.65, K₂O - 3.08; эндоконтакт вариоли: SiO₂ - 55.88, TiO₂ - 1.73, Al₂O₃ - 11.75, FeO - 10.14; MgO - 7.14, CaO - 8.70, Na₂O - 3.69, K₂O - 0.96; экзоконтакт (курсив, в Ялгубе по [9]: SiO₂ - 40.07; 37,49, TiO₂ - 2.34; 2,05, Al₂O₃ - 13.13; 14,7, FeO - 20.68; 28,36, MgO - 10.25; 10,31, CaO - 12.87; 6,65.

Многими исследователями предполагается, что вариоли своим возникновением обязаны флюидонасыщению магм. Возможно, вариолитовые потоки магмы могут рассматриваться как предвестники очередного взрывообразного формирования «соломенских» брекчий, хотя у авторов есть и другая гипотеза их образования [15].

На территории БотСада насчитывается более 30 даек основных пород субмеридионального (ССЗ), редко субширотного направления, для которых авторами в настоящее время составляется каталог. Они отражают динамику магматического процесса, в большинстве своем пересекают «соломенские брекчии», а иногда прекрасно отслеживаются в системе Google, ограничивая некие кольцевые структуры (рис. 2: 1). Контакты даек свидетельствуют о разных условиях их внедрения: еще в пластичные и рыхлые (?) брекчии (рис. 2: 1, Б-В) или в их остывший массив (рис. 2: 2). Субмеридиональную пикробазальтовую дайку, расположенную непосредственно на мысу пролива в оз. Логмозеро к востоку от церкви, авторы назвали «дайкой Левинсон-Лессинга» (дайка «Л-Л»).

Таблица 1

Составы некоторых обломков брекчий из разных участков

	1		2		3	4	5
	А	Б	А	Б			-
Na ₂ O	4.98	6.69	5.43	5.89	5.08	4.38	8.20
MgO	5.46	4.76	5.12	5.05	4.46	3.74	2.99
Al ₂ O ₃	15.41	17.35	16.51	17.16	14.26	12.79	15.23
SiO ₂	48.68	49.59	47.22	49.62	55.87	60.41	59.39
K ₂ O	1.04		0.45		0.58	0.60	
CaO	5.72	4.13	4.74	4.	5.05	4.40	5.03
TiO ₂	3.01	2.25	3.45	2.13	2.03	1.41	2.26
FeO	15.70	15.22	17.07	16.40	12.66	12.27	6.90
	6		7		8		
	А	Б	А	Б	А	Б	
Na ₂ O	0.99		6.86	3.61		3.10	
MgO	0.83		5.45	7.21		11.13	
Al ₂ O ₃	7.21	14.67	15.29	15.41	18.30	15.84	
SiO ₂	82.14	65.88	55.20	38.62	65.18	44.74	
K ₂ O					16.02	1.11	
CaO	6.08	16.95		14.77		5.29	
TiO ₂			1.74	1.16	.49	3.03	
FeO	2.75	2.51	8.47	19.22		15.75	

Примечание. 1 – 3 - участок Чертов Стул. 1 – обломок (А – центральная часть обломка, Б – краевая зона); 2 – тектит (А – центральная часть обломка, Б – краевая зона); 3 – аглютинат (чс-04-14), 4 – сферолитовый цемент туфового порфирита (по [11]), 5 – Газ2-111. Участок Соломенное, 6 – 21 (А – обломок, Б – цемент), 7 – 29 (то же), 8 – брекчии участка Развилка.

Предполагается, что подвулканной камерой мог быть интрузив, слагающий о-в Лой, хотя состав пород, слагающих остров, существенно отличается от составов и лав, и даек (мас. %): SiO₂ - 63.56-60.30, TiO₂ - 1.21-2.83, Al₂O₃ - 13.02-14.2, FeO - 11.21-12.82, Mg - 2.77-3.16, CaO - 1.37-3.90, Na₂O - 4.15-5.49, K₂O - 2.71-2.27 (трахиандезиобазальты-?).

Таблица 2

Составы некоторых даек, секущих «соломенские» брекчии

Состав	Названия участков										
	Дайка «ЛЛ»		Дайка Соколова			Дайка «Развилка»			Дайки«Куликова»		
									11-20	11- 12	06- 07
Na ₂ O	0.99-1.34	1.98	5.78	3.20	2.33	4.64	4.12	3.52	3.80- 5.41		5.80
MgO	12.51- 12.08	8.68	4.14	5.41	7.42	5.35	6.83	6.71	6.81- 5.82	15.6 7	7.60
Al ₂ O ₃	9.93-9.51	15.41	15.37	12.56	13.06	11.40	14.13	13.59	13.95- 16.65	10.9 0	14.5 3
SiO ₂	50.35- 53.60	40.89	53.31	51.35	47.25	60.61	52.53	52.86	53.02- 53.09	49.4 1	51.1 1
K ₂ O	0.64-0.79	0.83		3.09	.90	1.05	1.87	2.57	1.73- 0.77	0.68	
CaO	9.23- 11.01	5.59	8.18	9.07	7.82	8.06	9.73	9.65	9.64- 6.84	8.63	8.60
TiO ₂	1.87-2.17	2.24	2.03	2.30	2.05	2.83	1.99	2.45	2.27- 1.97	1.34	1.64
FeO	13.0-11.4	24.4	11.2	13.0	18.2	6.08	8.81	8.22	8.79- 9.46	13.4	10.7

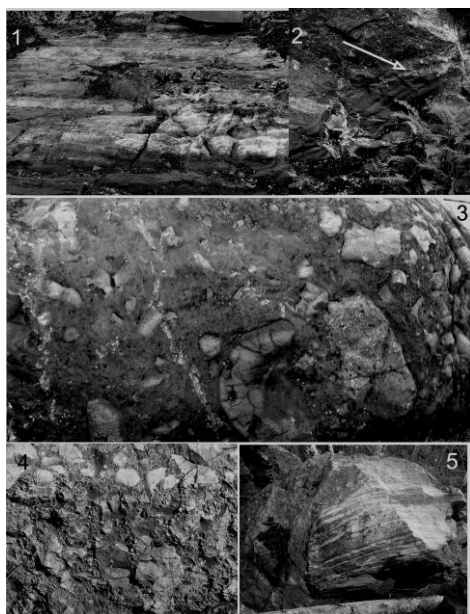


Рис. 1. Осадки в основании суйсарской свиты в пос. Соломенное (1) и верхний контакт осадков с брекчиями (2). Соломенская брекчия валунного облика (3), с остроугольными обломками лавобрекчии (4), с глыбами подстилающих (?) осадков (5).

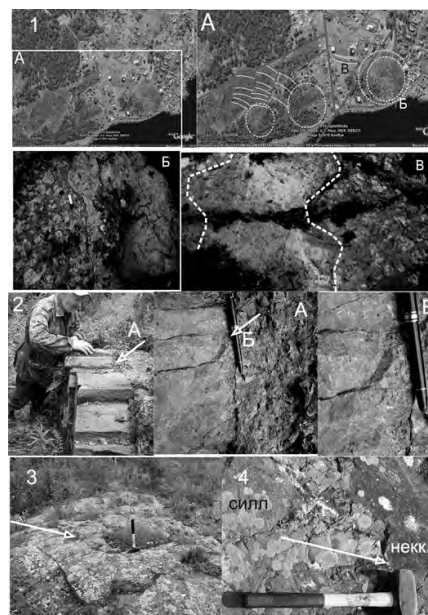


Рис. 2. Дайки на восточном берегу оз. Логмозеро из Космоса в системе Google (1), контакты даек, конформные с брекчиями (2) и рвущие массив брекчий (3). Долериты, слагающие о-в Лой (4) и некк в них (5).

На южном берегу острова найден нект размером не более 3 м (рис. 2: 3-4) состава: SiO_2 - 68.44-70.68, TiO_2 - 0.54, Al_2O_3 - 14.66, FeO - 3.72-4.95, MgO - 0.85-1.21, CaO - 1.08-1.25, Na_2O - 7.82-8.19, K_2O - 0.42-0.97 (трахидациты - ?). На побережье установлено еще несколько (?) нектов, возможно, подводящих каналов для «паразитных» кратеров небольшого размера. Диаметр их не превышает 13 м.

За пределами распространения этой ассоциации находится от 1 до 4 силлов: Койкарский, Пудожгорский, Габсельгский и др. с возрастом 1983 – 1984 Ма [13].

В настоящее время впервые определен возраст «дайки Левинсон-Лессинга» по цирконам во ФГУП ВСЕГЕИ (аналитик Д.И. Матуков) в рамках проекта РФФИ 05-05-64788. В пробе из дайки было выявлено пять возрастных групп цирконов: 1) $2508 \pm 54 \text{Ma}$; 2) 2018 ± 55 , 1969 ± 42 , $1963 \pm 42 \text{Ma}$; 3) 1655 ± 49 , 4) $1426 \pm 34 \text{Ma}$; 5) 445 ± 12 , $424 \pm 22 \text{Ma}$. Интерпретация этих данных неоднозначна, но, возможно, они станут отправной точкой для дальнейших тщательных исследований «соломенских брекчий»

Литература

1. Лебедев П. И. Академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг как теоретик петрографии. Изд-во Академии Наук СССР, М.-Л., 1947. <http://timiryazev.ru/biblioteka/levinson.html> 2. Соколов В.А., Кударенко В.Г. Академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг в Карелию. Петрозаводск: Карелия, 1981. 80 с. 3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 432 с. 4. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонечская диабазовая формация // Тр. СПб. об-ва естествоисп. 1888. Т. 19. 370 с. 5. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.-Л., Наука, 1935. 256 с. 6. Гельмерсен Г. П. // Горный журнал. 1860. Ч. 4. № 12. С. 517-595. 7. Иностранцев А. А. О вариолите // Тр. СПб. об-ва естествоисп. 1874. Т. 5. Вып. 1, с. 10-34. 8. Гилярова М. А. Спилиты Кончозерского района Карело-Финской ССР // Л., Изд. Лен. ГУ., 1941. 129 с. 9. Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., Наука, 1979. 208 с. 10. Куликов В. С. // Опер.-информ. материалы. Карельский НЦ, Петрозаводск, 1985. С. 12-16. 11. Пухтель И. С., Богатиков О. А., Куликов В. С., Куликова В. В., Журавлев Д. З. // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С. 397-419. 12. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / В.С. Куликов, В.В. Куликова, Б.С. Лавров, С.А. Писаревский, И.С. Пухтель, С.Я. Соколов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999. 96 с. 13. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 49-68. 14. Светов. С. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008. С. 120-134. 15. История Земли в галактических и солнечных циклах. / Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. 551 с.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Е.Л.Кунаккузин¹, Т.Б.Баянова², Е.С.Борисенко²

(¹Апатитский филиал Мурманского Государственного Технического Университета, Апатиты, kunakkuzin_evgeniy@mail.ru; ²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты)

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью интрузии Главного хребта. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. Массив имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала, его протяженность около 30 км, ширина 2-6 км, общая площадь интрузива около 120 кв. км. С востока и юго-востока массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов, с запада ограничен Витегубско-Сейдозерским разломом [1].

В строении массива разными исследователями выделяется от двух до четырех зон. Наиболее известны схемы трех-зонного строения Е. В. Шаркова и двух-зонного строения В.Ф.Смолякина.

В реконструированном общем вертикальном разрезе интрузии Главного хребта Е.В.Шарковым (1980, 1984) были выделены три зоны, состав которых снизу вверх меняется от преобладания габброноритов до мономинеральных анортозитов. Нижняя габброноритовая зона мощностью более 500-600 м сложена на флангах интрузии габброноритами, а в центральной ее части – ритмически чередующимися среднезернистыми габброноритами, оливиновыми габброноритами, плагиоперидотитами и пироксенитами при преобладании первых. Ультраосновные породы образуют маломощные слои. В составе средней габбронорит-анортозитовой зоны, мощностью от 2 до 2,5 км, преобладают трахитоидные габбронорит-анортозиты и анортозиты. Верхняя зона сложена крупнозернистыми массивными и такситовыми габбро-анортозитами мощностью не менее 2,5-3 км [2].

По данным изучения глубокой скважины М1, в составе массива Мончетундра В.Ф. Смолякин выделяет две зоны: нижнюю норит-габбронорит-ортопироксенитовую и верхнюю габброноритовую [2].

Можно отметить, что геолого-петрологическое положение пород нижней зоны массива Мончетундра общепринято. Целью работы является выявление основных петрографических и изотопно-геохимических особенностей пород средней и верхней зон юго-восточной части массива Мончетундра, и на основании полученных данных обосновать двух- или трех-зонную схему строения массива.

В пределах юго-восточной части массива основными разновидностями пород являются трахитоидные среднезернистые габбронориты, массивные средне-крупнозернистые лейкогаббронориты, габбронорит-анортозиты, амфиболизированные лейкогаббро и габбро-анортозиты. В верхней зоне встречаются жилы и тела пегматитов, не имеющие четкие границы с вмещающими их габброидами. Породы массива прорываются дайками метадолеритов северо-западного простирания.

Петрографическое изучение пород юго-восточной части массива проводилось с использованием метода кумулятивной стратиграфии [3,4]. Для наглядного сравнения различий между средней и верхней зоной были выбраны следующие породы: из средней зоны – среднезернистые трахитоидные и массивные габбронориты, из верхней – крупнозернистые массивные габбронориты. Изучение и фотодокументация проводились в Геологическом Институте КНЦ РАН, на микроскопе Axioplan-2. Породы средней зоны представляют собой преимущественно плагиоклаз-пироксеновые кумулаты, реже плагиокумулаты. Для пород средней зоны характерно наличие инвертированного пижонита, пойкилитовой структуры. Породы верхней зоны соответствуют плагиокумулатам, для них характерны пойкилитовые включения плагиоклаза в пироксенах. Редко отмечаются плагиоклаз-пироксеновые кумулаты.

Породы средней зоны массива Мончетундра по результатам $U-Pb$ датирования цирконов имеют возраст для трахитоидных габброноритов равный 2501 ± 8 млн лет и 2505 ± 6 млн лет [5]. Средне-крупнозернистые габбронориты верхней зоны характеризуются более молодым $U-Pb$ возрастом по бадделиту – 2471 ± 9 млн лет и 2476 ± 17 млн лет [6].

Для изотопно-геохимических исследований пород в 2011 году в ходе полевых работ было отобрано 79 проб. Так же было использовано 20 анализов проб отобранных во время полевых работ 2005 и 2006 годов [1]. Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН на семиканальном твердофазном масс-спектрометре *Finnigan-MAT 262 (RPQ)* в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент.

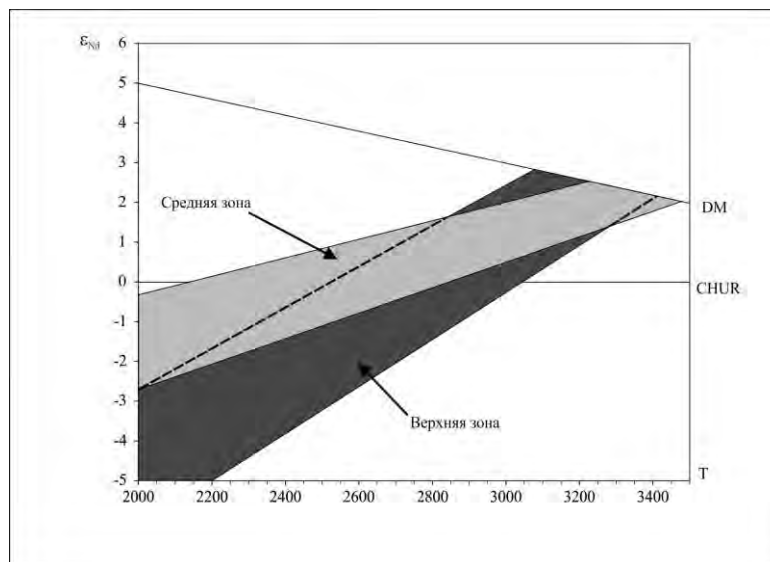


Диаграмма ϵ_{Nd} -T для пород юго-восточной части массива Мончетундра

Были получены следующие *Sm-Nd* изотопно-геохимические характеристики:

1. Породы средней зоны отражают интервал значений ϵ_{Nd} от -1,1 до +1,42, и модельный *Sm-Nd* возраст протолитов исходных магм от 3,23 до 3,48 млрд. лет.
2. Породы верхней зоны характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} от -3,3 до -0,3 и модельными *Sm-Nd* возрастами протолитов исходных магм 2,96 – 3,41 млрд. лет.

Результаты *Sm-Nd* изотопно-геохимических исследований и данных REE анализов пород [1] свидетельствуют о формировании пород средней и верхней зон из обогащенного литофильными элементами мантийного источника, а формирование пород нижней зоны происходило из деплетированного источника. Общий характер эволюции и накопления Nd во времени для пород средней и верхней зон различен не смотря на приблизительно близкие *Sm-Nd* модельные возраста.

Результаты комплексных петрографических и *Sm-Nd* изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о различии пород средней и верхней зон, что подтверждает схему трех-зонного строения юго-восточной части массива Мончетундра.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00058, 11-05-00570, ОФИ-М 11-05-12012 и МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013).

Литература

1. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. // Вестник МГТУ, том 12, №3, 2009 г., стр. 461-477;
2. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. – 177 с.;
3. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 252с.
4. Irvin T.H. // J. Petrol. 1982. Vol. 23. №2. P. 127-162.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 2. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. – 177 с.;
6. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., академик Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. // Доклады академии наук, 2010, том 431, №2, с. 216-222.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТРАНСПОРТЕРОВ АЛМАЗОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

П. П. Курганьков¹, И.А. Кузьмин²

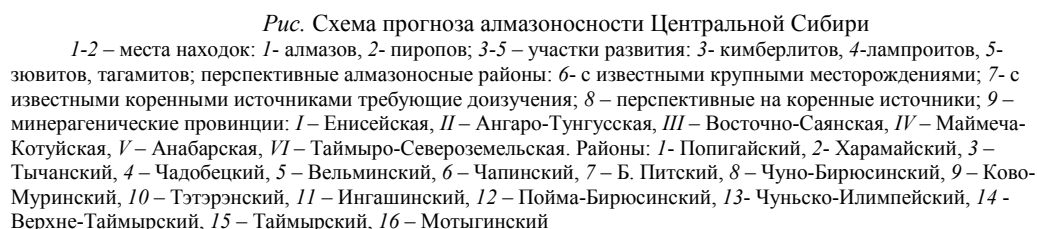
(¹Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск, kpp@kniigims.ru; ²ОАО «Красноярскгеолсъемка», Красноярск)

Центрально-Сибирский регион является перспективным в отношении открытия промышленных объектов коренной алмазности.

В его пределах выделяется несколько потенциально алмазоносных провинций (рис.). В первую очередь, это юг Сибирской платформы, а именно, территории Красноярского края и Эвенкийского АО (Енисейская и Ангара-Тунгусская алмазоносные провинции); север региона, включая Харамайский (Маймеча-Котуйская провинция), Попигайский (Анабарская провинция) алмазоносные районы и Горный Таймыр (Таймыро-Североземельская провинция); а также ближайшее складчатое обрамление Сибирской платформы (Присянская провинция).

Для прогнозирования различных объектов возможной коренной алмазности первостепенное значение имеет понятие генезиса первоисточников алмазов, а именно их транспортеров. Все больше исследователей считают, что прямая генетическая связь между алмазами и материнской породой, в которой они находятся, отсутствует.

Объяснение, по нашему мнению, может дать газово-флюидная модель образования транспортеров алмазов, предпосылки, для которой возникают в условиях одноосного горизонтального сжатия с изгибом блока литосферной плиты, и обусловленной пластичным состоянием астеносферного вещества находящегося в начальной стадии плавления. При положительном изгибе плиты в условиях малых скоростей деформации в нижней части слоя должны возникнуть столь высокие стрессовые давления, что, помимо разогрева пород (условия эклогитовой фации метаморфизма), это вызовет пластические течения компетентных пород и отжатие флюидно-газовой смеси. В результате дегазации мантийного вещества газовые флюиды заполняют пустоты, поры, трещины в разломной зоне литосферы. Предполагается, что недислоцированные породы кратона, определенное время, исполняют роль клапана или пробки. В результате постоянной «подкачки» газового флюида из мантийного очага создается высокое давление (автоклавный эффект). Глубинные разломы древнего заложения, не имеющие выхода на дневную поверхность вследствие их перекрытости мощным платформенным чехлом недислоцированных метаморфизованных и осадочных отложений, служат камерами своеобразного автоклава, в котором под воздействием высокой температуры происходит распад метана с выделением свободного углерода ($\text{CH}_4 = \text{C} + 2\text{H}_2$, $\text{CO}_2 + \text{CH}_4 = 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$). Пресыщение газового флюида углеродом и стабильные термодинамические условия ($P \geq 40 \text{ кБар}$, $T \geq 11000^\circ\text{C}$) способствуют кристаллизации алмазов. Образование паров воды и углекислоты способствует метасоматическим преобразованиям пород автоклавной камеры и обогащению несовместимыми элементами. Для продолжения роста кристаллов алмаза также необходима постоянная подпитка газового флюида свободным углеродом, которая возможна либо при некоторой проточности газовых потоков, либо за счет дополнительного «выпаривания» из альпинотипных гипербазитов углеводородов при метасоматозе и распад последних с выделением свободного углерода ($\text{C}_n\text{H}_m = x\text{CH}_4 + (n-m)\text{C} + (m/2 - 2x)\text{H}_2$). Значительную роль в процессе роста кристаллов алмазов играет продолжительность «закупорки»: чем дольше «пробка» сдерживает газы от прорыва наружу, тем крупнее кристаллы. Дальнейший подъем газового флюида, ксеногенного и пеплового материала осуществляется по тектоническим зонам с формированием дайковых тел. В приповерхностных условиях (2 км и менее) в результате адиабатического расширения газов происходит формирование диатрем.



На завершающей стадии формирования диатрем, при значительном падении давления и температуры в газовом «штокверке» литосферы, продукты «выпаривания» из альпинотипных гипербазитов - нефти и углеводородные газы, улавливаются взрывными образованиями трубок.

Вещественный состав флюидизатов определяется в первую очередь составом литосферной мантии, которая весьма неоднородна в пределах единой платформы. Еще одним фактором, определяющим вещественный состав трубчатых тел флюидизатов, является литологический состав приповерхностных осадков вмещающих диатремы. Очевидно, что при газовой-флюидной модели становится неважным состав основания подплавленной литосферы, определяющий минеральный и химический состав будущей трубки. Скорее кимберлит или лампроит, или другая алмазоносная порода являются «спутником» алмаза, а точнее простым его транспортером.

Все выше перечисленные условия имеют место в пределах Центрально-Сибирского региона, что наряду с прямыми поисковыми признаками, однозначно свидетельствует в пользу его перспективности на обнаружение высокоалмазных транспортеров алмазов.

В пределах Центрально-Сибирского региона нами прогнозируется несколько этапов алмазоносного магматизма, которые, скорее всего, синхронны процессам субдукции и коллизии на сопредельных с платформой территориях.

В пределах Енисейской провинции можно прогнозировать пять районов возможной алмазоносности возрастом от раннего протерозоя до палеозоя включительно: Татарский, Вельминский, Чапинский, Большепитский, Мотыгинский.

Перспективность Ангаро-Тунгусской алмазоносной провинции, в пределах которой известны алмазные районы, определяется с одной стороны – расположением на изучаемой территории Ковино-Кординской кимберлитоконтролирующей структуры, перспективы которой не оспариваются, с другой – наличием куполовидных и валлообразных поднятий, с которых предполагается снос алмазов и минералов-спутников и расположенных в узлах пересечения крупных разломных зон. По совокупности признаков в пределах провинции выделяется ряд перспективных алмазных районов: Тычанский, Северо-Чунский, Илимпейский, Тэтэрэнский в пределах Эвенкийского АО; Чадобецкий, Ково-Муринский, Чуно-Бирюсинский на территории собственно Красноярского края.

В пределах Горного Таймыра также выявлен ряд районов с характерными признаками алмазоносности, включая наличие лампроитов, слюдистых кимберлитов с ассоциацией типоморфных минералов (алмаз, пироп, хромдиопсид и т.д.)

Таким образом, в пределах Центральносибирского региона можно прогнозировать несколько потенциально алмазных провинций, где есть возможность обнаружения любых типов алмазоносности известные в мире. Газово-флюидная модель, которая предполагает наличие большого разнообразия транспортеров алмазов, в значительной мере способствует такому оптимистическому прогнозу.

**МЕТАМОРФИЗМ, МАГМАТИЗМ, МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ
В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ: ФАКТЫ И АРГУМЕНТЫ***И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов*

(Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, kucherenko.o@sibmail.com)

Введение. Сосуществование известных конкурирующих между собой четырех с вариантами гранитогенной, базальтогенной, метаморфогенной, полигенной гипотез образования гидротермальных золотых месторождений отражает дефицит достоверных фактов, привлекаемых в обоснование каждой из них. Поскольку все или в разных сочетаниях гипотезы предлагаются в приложении к одним и тем же, как правило, крупным и уникальным месторождениям, постольку приходится говорить не о возможной конвергенции рудообразования, а о многовариантных выводах, большая часть которых не адекватна реальной ситуации. В свою очередь, начатое в шестидесятых годах прошлого столетия и популярное до сих пор противопоставление считающихся метаморфогенными или полигенными месторождений, залегающих в толщах углеродистых сланцев осадочных бассейнов, магматогенным, образованным в «кристаллическом» субстрате, стимулирует исследования тех и других в сравнительном аспекте. В сравниваемых месторождениях авторским коллективом изучаются минералого-химический состав руд, физико-химические и термодинамические режимы рудообразования, структура, минералого-петрохимические и геохимические черты околорудных метасоматических ореолов, изотопные составы серы сульфидов, углерода керогена сланцев и метасоматических карбонатов, радиологический возраст оруденения, пространственно-временные и причинно-следственные соотношения месторождений с метаморфическими и магматическими породами, тектоническая позиция месторождений и геодинамические режимы рудообразования. Доказывается геолого-генетическая однородность месторождений обеих совокупностей (несланцевого и сланцевого типов) и их принадлежность к классу мезотермальных в согласии с базальтогенной концепцией рудообразования [1]. В докладе приведены использованные в обосновании упомянутой концепции эмпирические данные, опубликованные в разные годы, но по неизвестным причинам не вовлеченные в широкий научный оборот.

Факты, уточняющие минералого-петрохимический состав, геохимические черты и причинно-следственные соотношения околорудных метасоматических, геохимических ореолов и руд. В мезотермальных месторождениях «несланцевого» и «черносланцевого» типов образованы крупнообъемные околорудные (и рудовмещающие) метасоматические ореолы, сложенные породами фронтальной, хлоритовой (эпидот-хлоритовой), альбитовой, тыловой березитовой минералого-петрохимических зон и представляющие обычное сочетание березитовой в тыловых зонах и пропилитовой на периферии метасоматических формаций. Преобразования минералого-химического состава разнообразного исходного субстрата осуществляются в условиях калиево-сернисто-углекислотного метасоматизма с почти полной заменой натрия более сильным основанием калием и частичным (до 50 % от первоначальной массы) удалением из пород кремнезема, фиксируемого в составе кварцевых прожилков и жил. Обычное образование в одном месторождении, например, Кедровском или Каралонском, околорудных метасоматических колонок с полнопроявленной в тылу березитовой зоной среди гранитов или ультраметаморфитов при всего лишь эпизодическом участии березитов в апочерносланцевых метасоматических ореолах соседних золотоносных кварцевых жил обусловлено специфическим влиянием черносланцевой среды, которое требуется выяснять,

но не принципиальными геолого-генетическими различиями единого процесса метасоматизма и рудообразования в той и другой среде.

Золотоносным березитам в обрамлении рудоконтролирующих глубинных разломов свойственны также эпизодически фиксируемые контрастные аномалии с постоянно повторяющимся набором феофильных элементов – *P*, *Ti*, *Mg*, *Fe*, *Mn*, *Ca*, которые на расстояниях более 1,0...1,5 км от разломов сменяются кларковыми содержаниями, присущими исходным породам. Синхронное со снижением содержаний и запасов золота в рудах исчезновение аномалий преобладающе двух элементов этой совокупности – *P* и *Ti*, наблюдаемое в месторождениях Ирокиндинском, Кедровском, Сухоложском, Чертово Кориго, по мере удаления от разломов доказывает раствороподводящую функцию последних. Эпизодическое образование аномалий феофильных элементов в объеме одного месторождения обусловлено, вероятно, достижением окolorудных уровней их соединениями только в отдельных струях общего потока металлоносных растворов и инверсией благоприятного для миграции *P* и *Ti* щелочного режима ранних растворов в кислотный на дорудных и окolorудных уровнях в непосредственной близости от раствороподводящих каналов. Инверсия сопровождается переходом *P* и *Ti* в твердые фазы – апатит, рутил, лейкоксен. Вместе с тем, перечисленные феофильные элементы в аномальных концентрациях следует, очевидно, рассматривать как вестники мантийных глубин.

Петролого-геохимические исследования с использованием специальных методических приемов обеспечили корректную реконструкцию геологической истории рудогенных элементов в окolorудном пространстве среди кристаллического и черносланцевого субстрата. Во всех месторождениях распределение рудогенных элементов подчиняется окolorудной минералого-петрохимической зональности. Это выражается в меньших объемах окolorудных геохимических ореолов *Au*, *Ag*, *Hg* и других металлов сравнительно с окolorудными метасоматическими. Вне и на дальней периферии метасоматических ореолов содержания всех рудогенных элементов близки к кларковым, золота, в том числе в углеродистых сланцах, – на уровне 1...3 мг/т. В направлении к тыловой зоне по мере усиления интенсивности метасоматических преобразований пород содержания металлов и дисперсия их распределения возрастают от одной минералого-петрохимической зоны к другой, достигая максимальных значений в березитах тыловой зоны. Максимальные значения содержаний золота, серебра в последней прямо определяются содержаниями элементов в смежных рудных телах – кварцевых жилах, минерализованных зонах прожилково-вкрапленных руд. В обрамлении рудных столбов кварцевых жил, содержащих золото на уровне десятков г/т, концентрации металла в березитах достигают 1,0...2,0 г/т, в обрамлении апочерносланцевых минерализованных зон с обычными в них содержаниями золота в пределах первых г/т, золотоносность апосланцевых березитов, как правило, не превышает десятков мг/т. От фронтальной минералого-петрохимической зоны к тыловой возрастают сила корреляционной связи золота с серебром и золото-серебряное отношение, достигая в тыловой зоне значений, свойственных рудным телам, – больших (до 0,5...1,5) в обрамлении рудных столбов, меньших – в обрамлении рядовых и бедных руд среди черных сланцев. Все эти факты доказывают образование в каждом месторождении окolorудных метасоматических, геохимических ореолов и рудных тел в результате одного (единого) рудообразующего процесса. Аномальных содержаний золота и других металлов в толщах углеродистых сланцев и кристаллическом субстрате вне описанных причинно-следственных связей с окolorудными метасоматическими ореолами не обнаружено, в том числе в Бодайбинском и Марокано-Илигирском прогибах Ленского района с их крупными Сухоложским и Вернинским месторождениями. Регионально метаморфизованные на уровне биотит-мусковитового парагенезиса углеродистые сланцы позднерифейских

кедровской, мухтунной, водораздельной свит Северного Забайкалья, хомолхинской, аунакитской, вачской и других свит позднерифейского возраста Ленского района, раннепротерозойской михайловской свиты Патомского нагорья содержат золото в пределах 1,0...3,0 мг/т. Из этого следует, что региональный метаморфизм указанной ступени в метаморфизируемом объеме земной коры не сопровождается сколько-нибудь существенным изменением, в том числе возрастанием, содержаний золота сравнительно с таковыми в исходных углеродистых тонко-мелкозернистых осадочных породах.

Факты, уточняющие причинно-следственные соотношения процессов метасоматизма и рудообразования с региональным метаморфизмом и магматизмом. По-прежнему популярные представления о принадлежности околорудно измененных пород в черносланцевых толщах к биотит-хлоритовой, хлорит-серицитовой и другим субфациям зеленосланцевой фации регрессивного метаморфизма (гидратации), сменявшего через значительные промежутки времени в сотни млн лет прогрессивный региональный метаморфизм нагревания разных фаций, опираются на ошибочное отрицание зональных околорудных метасоматических ореолов пропилит-березитового профиля, образование которых в Ленском районе, например, показано в работах раннего периода изучения здесь коренной золотоносности [2 и др.]. Вероятно, этому способствовали дефицит березитов маломощной (до десятков см) тыловой зоны среди метасоматитов чрезвычайно крупнообъемных промежуточных хлоритовой и альбитовой зон метасоматических ореолов, в частности, Сухого Лога, Советского месторождения, аутентичный минеральный состав продуктов метаморфизма зеленосланцевой фации и пропилитовой метасоматической формации.

Поскольку метасоматические преобразования углеродистых сланцев происходят в условиях значительных изменений химических составов исходных пород, дальнейшая идентификация метасоматитов с субфациями метаморфизма представляется некорректной. Более того, сомнительно дальнейшее сохранение фации зеленых сланцев в классификации регионального метаморфизма по причине обычной аллохимической сущности процесса преобразования пород. В случае перекалфикации зеленых сланцев в метасоматические породы (пропилиты) минимальному термодинамическому уровню регионального, в том числе зонального метаморфизма нагревания, будет отвечать мусковит-биотитовый парагенезис, представляющий обширную периферию ареалов зонального регионального метаморфизма в обрамлении более высокотемпературных зон.

В хорошо вскрытых золотых месторождениях обеих совокупностей разного возраста и геологического положения устанавливается однообразно повторяющаяся последовательность близких по времени геологических событий, предшествующих рудообразованию, сопровождающих и завершающих его.

Процессы начинаются образованием кислых плутонических пород, слагающих гранитоидные массивы, зрелые очагово-купольные структуры или пояса даек. Образование гранитоидов сменяется многоактным внедрением умеренно щелочных базальтовых расплавов и инъекциями металлоносных растворов, чередующимися с поступлением расплавов. В некоторых месторождениях диагностированы дайки диоритов, занимающих промежуточное возрастное положение между ранними гранитами и более поздними долеритами. Среди даек умеренно щелочных долеритов по структурным соотношениям и признакам термического воздействия ранних образований на поздние определены дорудные, внутрирудные и позднерудные (послерудные). Стабильный минералогический состав дорудных даек, фиксируемый в останках их слабого изменения, доказывает образование даек после полной кристаллизации ранних гранитоидных расплавов, в противном случае смешение базальтовых и кислых расплавов обусловило бы «пестрый» состав дорудных даек. Внутрирудные дайки, в том числе залегающие среди

слабо измененных пород, преобразованы в метасоматиты, сложенные на 70...80 % их объема новообразованными минералами пропилитового профиля. В числе метасоматических минералов участвуют биотит и/или роговая обманка, занимающие до 50 % объема даек, в ряде случаев дайки обогащены феофильными (*Ti*, *P*, *Mg*) и рудогенными (*Au*, *Ag*) элементами. Очевидно, в согласии с известным физическим эффектом, внутрирудные дайки служили тепловыми флюидопроводниками, аккумулировавшими в горячем состоянии струи поднимающихся металлоносных растворов. Образование типоморфных для внутрирудных даек относительно высокотемпературных биотита и роговой обманки, не встречающихся в околорудных березитах и пропилитах, обусловлено высокотемпературным режимом поднимающихся по дайкам металлоносных растворов, получающих дополнительное тепло от еще горячих даек.

Биотитизированные и амфиболизированные дожилые и последоильные дайки долеритов, представляющие кадали-бутунский комплекс малых интрузий одного с рудами позднепалеозойского возраста в Ленском районе, описаны С.Д. Шером [3]. Вместе с гранитоидами позднепалеозойского конкудеро-мамаканского комплекса они образуют здесь описанный выше рудно-магматический ансамбль. Многочисленные биотитизированные дайки умеренно щелочных долеритов в сочетании с предшествующими им гранитоидами известны в Кедровском месторождении Северного Забайкалья, Холбинском месторождении Восточного Саяна, в Советском месторождении Енисейского района и в других месторождениях.

Заключение. Приведенные и другие [1] факты удовлетворительно описываются базальтогенной концепцией образования однородного по геолого-генетическим показателям золотого оруденения, залегающего в кристаллическом и черносланцевом субстрате. Согласно концепции золотые месторождения формируются в составе антидромных гранит-диорит-долеритовых флюидно-магматических комплексов на поздних базальтоидных этапах их становления.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010 г.

Литература

1. Кучеренко И.В. Металлогения золота: приложение к мезотермальным месторождениям, образованным в несланцевом и черносланцевом субстрате горно-складчатых сооружений южной Сибири // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых / под ред. А.К. Мазурова. Томск: Издательство Томского политехнического университета, 2010. С.241–256. 2. Шер С.Д. Околорудные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании / под ред. Н.И. Наковника. М.: Недра, 1966. С. 282–291. 3. Шер С.Д. // Труды Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института. М., 1959. Вып. 4. С. 104–114.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ АРХЕЙСКИХ МАФИТОВЫХ ДАЕК В РАЙОНЕ ПАЛАЯ ЛАМБА

Г.А.Кучеровский¹, Н.А.Арестова¹, Л.В.Матвеева², В.П.Чекулаев¹, Е.Н.Лепёхина³

(¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург chljbyk@yandex.ru, ²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; ³Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург)

Район Палой Ламбы расположен на западной окраине Водлозерского домена и является единственным в пределах Фенно-Карельской провинции, где наблюдаются непосредственные соотношения пород фундамента и метавулканитов коматиит-базальтового состава, слагающих Палаламбинский зеленокаменный пояс [1]. Вулканиты прорваны субвулканическими интрузиями и дайками андезитов и разновозрастных габброидов, трондьмитовыми жилами, а также гранитами Лижмореченского и крупного Карташовского массивов. В вулканитах сохраняются первичные подушечные текстуры, по которым установлено пологое моноклинальное залегание толщи мафитов [1], имеющей субмеридиональное простирание и углы падения первичной полосчатости от 10 до 30-40°, которые у контактов с породами фундамента становятся более крутыми. Непосредственный контакт имеет субмеридиональное направление и представляет зону рассланцевания, наложенную на породы обоих комплексов. Породы фундамента слагают восточную часть района и представлены комплексом гранитоидов (Палаламбинские граниты по [1]), являющихся полимигматитами, с тоналитовым субстратом с возрастом $3141 \pm 9,7$ млн. лет жильным трондьмитом 2903 ± 28 млн. лет и плагиомикроклиновыми гранитами 2674 ± 35 млн лет [2].

В породах основания закартированы дайки габбро-амфиболитов (метагаббро), андезитов (или м/з диоритов), дайки высокомагнезиальных габбро и диоритов, а также железистых габбро.

Дайка габбро-амфиболитов (метагаббро) прорывает тоналиты фундамента. Мощность дайки более 30 м и прослежена она более чем на 800 м от контакта с вулканитами пояса в СВ направлении. Породы дайки прорываются жилами трондьмитов, аналогичными таковым жильного материала мигматитов. Дайка имеет двухфазное строение. Габбро первой фазы являются полным геохимическим аналогом базальтов пояса ($\text{SiO}_2 = 49,5\%$, $\text{mg\#} = 0,57$, высокой концентрацией Ni (130 г/т), плоским нефракционированным распределением РЗЭ $(\text{La/Yb})_n = 1$ с концентрациями 5*РМ и аналогичны по составу метабазальтам нижней части разреза вулканогенной толщи зеленокаменного пояса). Габбро второй фазы, более крупнозернистые, характеризуются более низкой мгнезильностью $\text{mg\#} = 0,44$ и повышенным содержанием Ti и Fe. $(\text{La/Yb})_n = 3$ (рис.1). Их состав моделируется фракционированием $\text{Gr} \pm \text{Orx}$ из расплава габбро первой фазы. Возраст габбро первой фазы определен равным 3020 ± 14 лет [2].

Дайки андезитов (м/з диоритов) присутствуют как в породах фундамента, так и секут коматииты и базальты пояса. Андезиты из дайки в тоналитах представляет собой мелкозернистый биотит-плагиоклазовый гнейсо-диорит с лепидогранобластовой структурой; состоит из измененного плагиоклаза № 25-30 (60-65%), зеленовато-бурого биотита (15-25%), эпидота, хлорита и рудного минерала. Андезиты содержат 60,3% SiO_2 , 16,9 % Al_2O_3 , имеют $\text{mg\#} = 0,44$, характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с $(\text{La/Yb})_n = 15$, отрицательными аномалиями Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.73$), Nb ($\text{Nb/La} = 0.18$), Ti и по составу не отличаются от андезитов силлов и даек в метавулканитах пояса (рис.1). Возраст андезитов из дайки в породах фундамента определен равным 2919 ± 14 млн. лет [2]. В дайках в толще вулканитов циркон очень изменен. Наименее измененное зерно дает

близконкордантный возраст ~2900 млн. лет, что соответствует возрасту андезитов из даек в тоналитах. TDM Nd для андезитов даек составляет 3090 млн лет. $\epsilon Nd_{(2920)} = 0 \pm 1$. Источником сходного расплава андезитов были амфиболизированные базальты нижней коры, аналогичные базальтам зеленокаменного пояса.

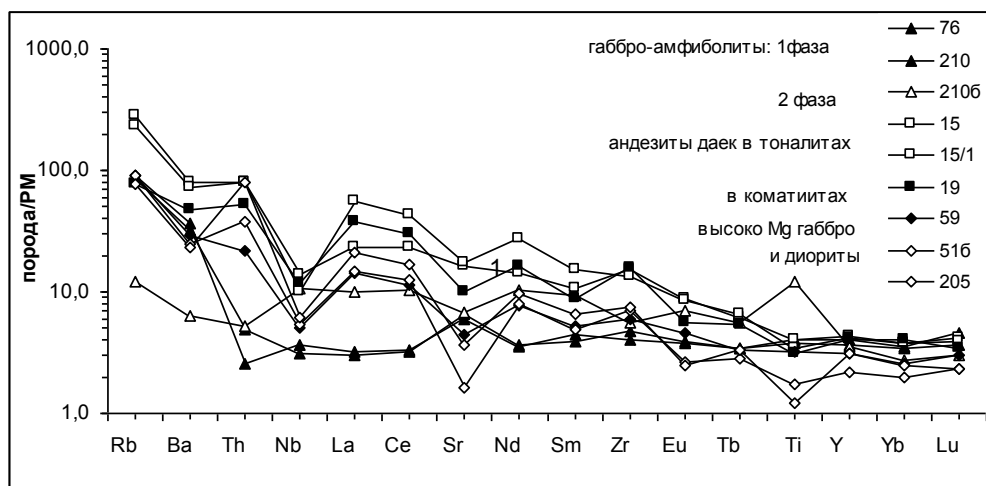


Рис.1 Спайдерграмма габбро и диоритов из даек Палой Ламбы.

Дайки высокомагнезиальных габбро и диоритов секут трондьемиты фундамента и секутся и жилами микроклиновых гранитов. Породы даек сохраняют реликты магматической габбро-офитовой структуры, сложены плагиоклазом № 5-10, бледно-зелёной роговой обманкой с пойкилитовыми включениями рудного минерала, биотитом, хлоритом, замещающим амфибол, эпидотом, сфеном и апатитом. Магнезиальные габбро и диориты содержат 47- 52 и 58- 60,3% SiO_2 , 12 и 9-10 % Al_2O_3 , имеют $mg\# = 0,68$ и $0,73-75$, высокие концентрации Cr (900 и 1450) Ni (225 и 338 г/т) соответственно. Габбро и диориты характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с $(La/Yb)_n = 5-7$, отрицательными аномалиями Nb ($Nb/La = 0.3$) (рис.1). Образование исходных расплавов высокомагнезиальных габбро и диоритов возможно при плавлении реститовой гарцбургитовой мантии, о чём свидетельствует высокая $mg\#$, обогащённой легкими РЗЭ в присутствии водного флюида, о чём свидетельствует спектр распределения РЗЭ и наличие отрицательной аномалии Nb.

С целью уточнения последовательности геологических событий на участке развития пород комплекса основания проведено изучение цирконов высокомагнезиальных диоритов и их датирование с помощью современных локальных изотопно-геохронологических методов исследования единичных зерен циркона. в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP-II

Циркон в диоритах представлен двумя типами зёрен: 1 - обломки идиоморфных кристаллов размером около 50-70*30-40 мкм, коричнево-бурые, сильно трещеноватые, мутные, часто зональные; 2 – удлинённые прозрачные идиоморфные кристаллы с осцилляторной зональностью размером. 60*20 мкм светло-розового цвета. Измерены цирконы обоих морфогических типов. Содержания U в зернах варьирует от 102 до 420 мкг/г, Th – от 66 до 450 мкг/г, $Th/U = 0,67-1,19$.

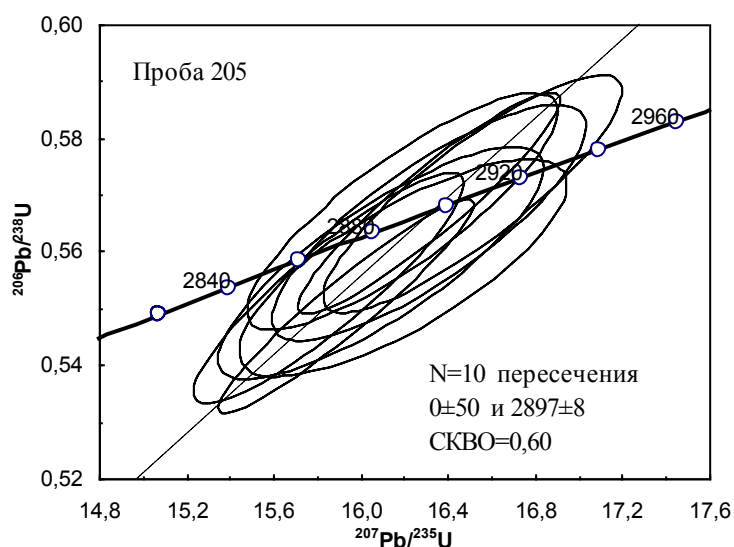


Рис.2. Дискордия, построенная для высокомагнезиальных диоритов дайки в породах комплексо основания

Полученные результаты позволяют оценить последовательность формирования архейских дайковых комплексов в породах фундамента и смежного зеленокаменного пояса и имеют принципиальное значение для реконструкции геодинамики этой части Балтийского щита в архее.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00678 и ОНЗ РАН № 4

Литература

1. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Ред. К.О. Кратц. М.-Л.: Наука, 1978. 262 с
2. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. // Доклады РАН. 2012. Т. 442. № 1. С.67-73

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ
МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Материалы Всероссийской конференции, посвящённой
150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга
и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной

ТОМ I

г. Санкт-Петербург, 1-5 октября 2012 г.

Подписано в печать 06.09.2012
Формат 70х100¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл. печ.л. 28,70. Тираж 250 экз.
Заказ № 1463

Отпечатано в типографии малотиражных изданий “Скифия-Принт”
Адрес: 197198, Санкт-Петербург, ул. Ропшинская, д.4.
Тел. (812) 715-26-45, 982-83-94; e-mail: skifia-print@mail.ru.
[http://](http://skifia-print.ru) <http://skifia-print.ru>