

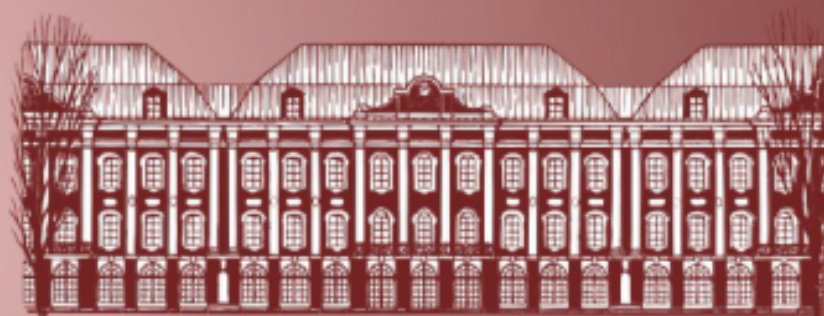
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ КОЛЬСКОГО НЦ РАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НЦ РАН

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

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

ТОМ 2

1-5 октября 2012 года

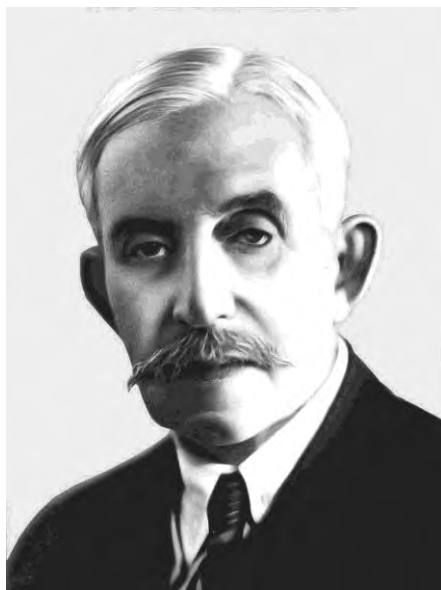


САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

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 2. СПб.: Изд-во

СПбГУ, 2012. - 367с.

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 породо- 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
Франц Н.А., СПбГУ

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ю.И. Лазарев</i>	
О ВОЗРАСТЕ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ.....	12
<i>Т.Л. Ларикова, М.Рацек</i>	
ПРОЦЕССЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ПРИ ЭКЛОГИТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ.....	15
<i>Р.М. Латышов</i>	
ПРОБЛЕМА ОХЛАЖДЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА САДБЕРИ, КАНАДА.....	16
<i>В.А. Лебедев</i>	
ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ АКТИВНОСТИ КРУПНЫХ ПОЛИГЕННЫХ ВУЛКАНОВ КАВКАЗА И ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ.....	18
<i>О.Ю. Лебедева</i>	
РИФЕЙСКИЕ, ВЕНДСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДОЛЕРИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ.....	21
<i>С.М. Лебедева</i>	
СТРУКТУРНО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ СТЕКОЛ.....	23
<i>В.И. Левицкий, И.В. Левицкий</i>	
ПОРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ – ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ПРИСАЯНСКОГО КРАЕВОГО ВЫСТУПА.....	26
<i>Л.К. Левский</i>	
ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	30
<i>И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов, Н.В. Попов</i>	
ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ.....	32
<i>С.Б. Лобач-Жученко</i>	
ДРЕВНИЕ КРАТОНЫ – СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ГЕОДИНАМИКА.....	35
<i>С.Б. Лобач-Жученко, В.В. Балаганский, Ш.К. Балтыбаев, Л.М. Степанюк, К.И. Лохов, М.Ю. Корешкова, Е.В. Бибикова, А.В. Юрченко, Ю.С. Егорова, Н.А. Бережная, Е.С. Богомолов</i>	
ПОБУЖСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС УКРАИНСКОГО ЩИТА – ПРИМЕР ПАЛЕОАРХЕЙСКОЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ, ПЕРЕРАБОТАННОЙ АРХЕЙСКИМИ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИМИ ЭНДОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ.....	38
<i>Д.К. Лохов, И.Н. Капитонов, Е.С. Богомолов</i>	
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ САЛМИНСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ).....	42
<i>К.И. Лохов</i>	
ПОЛИСТАДИЙНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ ИЗ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (ПО РАЗРЕЗУ ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ).....	45
<i>М.П. Мазуров, Ю.Р. Васильев, А.Т. Титов, А.В. Шихова</i>	
ДИНАМИКА СОВМЕСТНОЙ И РАЗДЕЛЬНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОКСИДОВ И СУЛЬФИДОВ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....	49
<i>В.П. Макаров</i>	
ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ.....	51

<i>А.П. Максимов</i>	
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ АНДЕЗИТОВЫХ И КИСЛЫХ МАГМ.....	55
<i>Л.В. Матвеева, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, С.Б. Лобач-Жученко</i>	
ГЕОЛОГИЯ СОСТАВ И ВОЗРАСТ МЕЗОАРХЕЙСКОГО ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАОНЕЖЬЯ.....	56
<i>Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова, А.У. Корчагин, Д.В. Жиров</i>	
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О НОВОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ВОСТОЧНО-СКАНДИНАВСКОЙ БАЗИТОВОЙ ОБШИРНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ (ВСкБОИП-EScVLP) С ПЛАТИНА-ПАЛЛАДИЕВЫМИ МАЛОСУЛЬФИДНЫМИ ПРОМЫШЛЕННЫМИ РУДАМИ.....	59
<i>А.Н. Митрохин</i>	
РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ СМЫКАНИЯ И ДУПЛЕКСЫ, КАК ПРИМЕР ТЕСНЕЙШЕЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА, МЕТАСОМАТОЗА, РАЗЛОМО- и РУДООБРАЗОВАНИЯ.....	61
<i>Е.Ю. Москаленко</i>	
ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (НА ПРИМЕРЕ УСПЕНСКОГО МАССИВА, ПРИМОРЬЕ).....	65
<i>Л.Н. Мочалкина, М.Я. Кузина</i>	
О РЕЖИМАХ СТАНОВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА.....	67
<i>А.Г. Мочалов</i>	
МАГМАТИЧЕСКИЕ, МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКОПЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ.....	71
<i>С.В. Мудрук, И.А. Горбунов, В.В. Балаганский, А.Б. Раевский</i>	
АНАТОМИЯ ГИГАНТСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЧАНОВИДНОЙ СКЛАДКИ, ЗАПАДНЫЕ КЕЙВЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ.....	74
<i>Н.С. Муравьева, Б.В. Беляцкий</i>	
SR-ND-RV ИЗОТОПНАЯ НЕРАВНОВЕСНОСТЬ КЛИНОПИРОКСЕНОВИЗ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ЭФФУЗИВОВ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОГО РИФТА, КАК ИНДИКАТОР МАНТИЙНОЙ ГЕТЕРОГЕННОСТИ И СМЕШЕНИЯ МАГМ.....	77
<i>Т.А. Мыскова, М.А. Корсакова, Н.М. Иванов, Р.И. Милькевич</i>	
СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА СУМИЙСКИХ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ И ГРАНИТОИДОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА.....	79
<i>Т.А. Мыскова, И.А. Житникова, Н.А. Арестова, П.А. Львов, Е.Н. Лепехина</i>	
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ ПОРОД ШИЛОССКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ.....	82
<i>Э.Б. Наливкина</i>	
РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ.....	85
<i>П.Л. Неволин, А.Н. Митрохин</i>	
О ВОЗМОЖНОЙ СКОЛОВОЙ ГРАНУЛЯЦИИ ИНТРУЗИВОВ ПРИ ЛАТЕРАЛЬНОМ СЖАТИИ.....	88
<i>Л.П. Никитина</i>	
HFSE В СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ (ДАННЫЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ).....	92
<i>Н.Ю. Никулова, О.В. Удоратина</i>	
ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА СУБСТРАТА МЕТАСОМАТИТОВ ТУРУПЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ).....	94

<i>Е.А. Ниткина, Т.Б. Баянова</i> TTG КОМПЛЕКС БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ИЗОТОПНОЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА, ИНГОЗЕРСКИЙ БЛОК (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ).....	97
<i>К.Л. Новоселов, Ю.А. Туркин</i> ДЕВОНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ.....	100
<i>В.Н. Огородников, В.В. Щипцов, Ю.Л. Войтеховский, Ю.А. Поленов</i> ЭТАПНОСТЬ МЕТАМОРФИЗМА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИАНИТА РОССИИ.....	104
<i>Д.А. Орсов, А.Н. Булгатов, Р.А. Бадмацыренова, И.В. Гордиенко</i> РИФЕЙСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС БУРЛИНСКОЙ ЛОКАЛЬНОЙ СПРЕДИНГОВОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ФОРМИРОВАНИЯ	106
<i>Б.Ф. Палымский, З.А. Палымская</i> СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ В МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ЮГО-ВОСТОКА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СИСТЕМЫ.....	109
<i>Э.С. Персиков</i> ОБОБЩЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАГМ (ВЯЗКОСТЬ, ДИФфуЗИЯ КОМПОНЕНТОВ).....	111
<i>О.Ю. Перфилова, М.Л. Махлаев</i> ПОРОДЫ ОРДОВИКСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ.....	115
<i>А.Л. Перчук, Е.О. Дубинина, В.О. Япаскурт</i> ОРТОПИРОКСЕНИЗАЦИЯ И КАРБОНАТИЗАЦИЯ НАДСУБДУКЦИОННОЙ МАНТИИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ.....	117
<i>Т.Г. Петров, Н.И. Краснова</i> RNA-КОДИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД И СПОСОБ ИХ СИСТЕМАТИЗАЦИИ.....	120
<i>М.Н. Петровский, Л.С. Петровская, Т.Б. Баянова, А.В. Базай</i> ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МУРМАНСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО КРАТОНА.....	123
<i>Е.О. Пиндюрина, А.Б. Кольцов, К.И. Лохов</i> ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОТОЛИТА КЕЙВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ).....	127
<i>А.Н. Платэ</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНТЕГРИРОВАННОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ПО МАГМАТИЗМУ И РУДООБРАЗОВАНИЮ.....	130
<i>Ю.А. Поленов, В.Н. Огородников</i> КОЧКАРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН (ЮЖНЫЙ УРАЛ) – ТИПОВОЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ПОЛИГЕННОГО И ПОЛИХРОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ.....	131
<i>О.П. Полянский, В.В. Ревердатто, А.В. Бабичев, С.Н. Коробейников</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИАПИРОВОГО МЕХАНИЗМА ПОДЪЕМА МАГМЫ ЧЕРЕЗ ЛИТОСФЕРУ КРАТОНА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ.....	133
<i>Ю.В. Попов</i> МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ДАХОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА, КАК МАРКЕР ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ).....	136

<i>Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина</i> ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГРАНИТАХ ПРИ ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ (ПРОТРУЗИВНОЙ) ЭКСГУМАЦИИ.....	140
<i>Н.А. Пуляев, Е.Е. Лоскутов</i> К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ ДИАФТОРИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА, МЕТОДИКЕ ИХ ИЗУЧЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ.....	141
<i>Е.В. Путинцева, А.Б. Кольцов, М.В. Малашин</i> ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА СПБГУ: ПРОБЛЕМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕТОДЫ ИХ РЕШЕНИЯ.....	145
<i>Е.В. Путинцева, Е.И. Полякова</i> ФЛЮИДОЛИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАОНЕЖЬЯ (КАРЕЛИЯ).....	147
<i>В.В. Пуха</i> СИСТЕМАТИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД ПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ.....	150
<i>Ю.Д. Пушкарев</i> U-Pb ДАТИРОВКИ ЦИРКОНОВ ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД: ВРЕМЯ ИХ МАГМАТИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИЛИ ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА.....	153
<i>Ю.Д. Пушкарев, С.В. Старченко</i> ТВЕРДОЕ ЯДРО ЗЕМЛИ КАК ПРОТОПЛАНЕТНЫЙ ЗАРОДЫШ И НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ МАГНИТНОГО ПОЛЯ.....	154
<i>А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина</i> КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА.....	159
<i>Ю.И. Пыстина, А.М. Пыстин</i> МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА.....	162
<i>С.М. Радомский, В.И. Радомская</i> ОБРАЗОВАНИЕ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ РУД БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ НА ПИОНЕРНОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ.....	165
<i>Я.М. Рафиков, Р.Г. Юсупов</i> РЕДКОМЕТАЛЛЬНО- И РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КЕЛЕНЧЕК-ТАШСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЧАТКАЛЬСКАЯ ПОДЗОНА, УЗБЕКИСТАН).....	168
<i>В.В. Ревердатто, А.В. Бабичев, С.Н. Коробейников, И.И. Лиханов, О.П. Полянский</i> ГЕОДИНАМИКА И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ГРАДИЕНТЫ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ.....	171
<i>Д.Н. Ремизов</i> ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА).....	175
<i>А.Е. Романько, Н.А. Имамвердиев, А.Т. Савичев, С.С. Степанов, А.В. Полещук, В.Ю. Прокофьев, С.М. Табатабаиманеи</i> О КАЙНОЗОЙСКИХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ ЗАПАДА БЕЛУДЖИСТАНА, БЛИЖНИЙ ВОСТОК: ОСОБЕННОСТИ, ОБЩАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ПРОБЛЕМЫ, ОГРАНИЧЕНИЯ.....	177
<i>В.И. Иващенко, А.Е. Ромашкин, А.И. Голубев</i> МИНЕРАЛОГИЯ, ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ПЕРСПЕКТИВЫ КЛИМОВСКОГО КОМПЛЕКСНОГО БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС).....	178

<i>Д.А. Рубан</i>	
ПРОЕКТНЫЕ ЗАДАНИЯ В ОБУЧЕНИИ ПЕТРОЛОГИИ.....	182
<i>Т.В. Рундквист, Н.Ю. Грошев</i>	
ИНТРУЗИВНЫЕ ФАЗЫ ЗАПАДНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕДКИМ ЭЛЕМЕНТАМ.....	184
<i>А.М. Ручьев</i>	
ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ БЕЛОМОРСКИХ КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ.....	188
<i>М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков</i>	
ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕАРХЕЙСКОЙ АНДЕЗИТ-ДАЦИТ-РИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕЙ ТОЛЩИ ЛЬГОВСКО-РАКИТНЯНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ).....	192
<i>А.В. Рязанцев, А.В. Скобленко, Н.В. Зайцева</i>	
ГРАНАТОВЫЕ АМФИБОЛИТЫ В ПОДОШВЕ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА.....	194
<i>И.А. Савинский, В.Г. Владимиров</i>	
ВОЗРАСТ ВЫСОКОГРАДИЕНТНОГО МЕТАМОРФИЗМА ЧЕЧЕКСКОЙ ГРАНИТОГНЕЙСОВОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН).....	197
<i>О.В. Савчук, Д. Фрост, Р. Трённес</i>	
ТОЧКИ ЭВТЕКТИКИ В ХИМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ $Mg_2SiO_4-SiO_2$ ПРИ ДАВЛЕНИИ 6 ГПа: КРИТИЧЕСКИЙ ВЗГЛЯД НА ИСТОЧНИКИ МАГМ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ.....	200
<i>О.Г. Сафонов</i>	
ВЛИЯНИЕ ЩЕЛОЧНОХЛОРИДНЫХ КОМПОНЕНТОВ НА ВЗИМНЫЕ ПЕРЕХОДЫ КАРБОНТНЫХ И СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ В УСЛОВИЯХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ.....	202
<i>Ю.Г. Сафонов</i>	
МАГМАТИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ (Au,U и др.).....	204
<i>В.Т. Сафронов</i>	
ЭВЛИЗИТЫ (ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ МЕТАПОРОДЫ) ДОКЕМБРИЯ.....	207
<i>С.А. Светов, А.И. Голубев</i>	
ВАРИОЛИТЫ ЯЛГУБСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ) - КЛАССИЧЕСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ.....	210
<i>Л.П. Свириденко</i>	
ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ ФЕНОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА.....	214
<i>И.С. Седова, С.Г. Скублов В. А. Глебовицкий</i>	
ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНОВ УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ: ЭВОЛЮЦИЯ ОТ ГРАНИТИЗАЦИИ И ПАРЦИАЛЬНОГО ПЛАВЛЕНИЯ К МЕТАМОРФИЗМУ.....	216
<i>А.Ю. Селятицкий, Н.А. Селятицкая</i>	
«КОРОВЫЕ» И МАНТИЙНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ ВЫСОКИХ И СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ – СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ.....	220
<i>Н.С. Серебряков, И.Н. Биндеман</i>	
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОД С АНОМАЛЬНО НИЗКИМ $\delta^{18}O$ В ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩЕ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА.....	222
<i>П.А. Серов, Н.А. Екимова, Т.Б. Баянова</i>	
СУЛЬФИДЫ – КАК МИНЕРАЛЫ-ГЕОХРОНОМЕТРЫ В SM-ND МЕТОДЕ ДАТИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ.....	225

<i>О.С. Сибелев</i> МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕКОМПРЕССИОННЫХ СИМПЛЕКТИТОВЫХ СТРУКТУР В МЕТАМОРФИТАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА.....	227
<i>И.В. Синяковская, А.М. Юминов</i> АЛМОСИЛИКАТНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ Г.ЗМЕИНОЙ (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	231
<i>А.Н. Сироткин</i> МАГМАТИЗМ ШПИЦБЕРГЕНА: СИНТЕЗ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....	232
<i>А.В. Скобленко, А.А. Третьяков</i> ПРИЗНАКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА В АНРАХАЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН).....	236
<i>Л.И. Скринник, Р.Р. Гадеев</i> ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА ЭВОЛЮЦИЮ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК.....	239
<i>А.И. Слабунов</i> АРХЕЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА - ИНДИКАТОРЫ СУБДУКЦИОННОЙ ГЕОДИНАМИКИ.....	241
<i>В.Ф. Смолькин</i> ИЗОТОПНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОГО (Cu-Ni) ПЕЧЕНГСКОГО ГАББРО-ВЕРЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН.....	243
<i>Е.Л Соколова, Э.М. Спиридонов</i> МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ МЕТАКИМБЕРЛИТОВ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....	245
<i>Л.И. Соломович, Б.А. Трифионов, С.Е. Сабельников</i> ГРАНИТЫ РАПАКИВИ В ФАНОРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНАХ, КАК СЛЕДСТВИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СУБДУКЦИИ ДРЕВНЕЙ КОРЫ.....	247
<i>Э.М. Спиридонов</i> ПРИРОДНЫЙ МЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС.....	249
<i>Ю.А. Степнова, В.А. Пахомова</i> МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ШИБАНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ.....	252
<i>Н.Ф. Столбова, В.А. Кринин</i> ДИСЛОКАЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ ТРИАСА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ПЛАТО ПУТОРАНА.....	256
<i>Т.Н. Сурин</i> ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИТОВ ГУМБЕЙСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА, ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	259
<i>Н. В. Сурков</i> СООТВЕТСТВИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛУБИННЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ФАЗОВЫХ ОБЪЁМОВ В СИСТЕМЫ CaO-MgO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ , УСТАНОВЛЕННЫХ НА ОСНОВАНИИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭВТЕКТИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ.....	263
<i>В.П. Сухоруков, О.П. Полянский</i> ВОЗРАСТ ПЛАСТИЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЦЭЛСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ БЛОКЕ (ЮЖНЫЙ ФАС МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ).....	265
<i>В.Л. Сывороткин</i> О ЛИКВАЦИОННОМ ГЕНЕЗИСЕ РАССЛОЕННОЙ СЕРИИ ВУЛКАНА ИЛЬИНСКИЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА).....	266

<i>Л.Ф. Сырицо, Е.В. Баданина, В.С. Абушкевич, Е.В. Волкова, Е.В. Шуклина</i> ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КИСЛЫХ ПОРОД В ПРЕДЕЛАХ РУДНЫХ УЗЛОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ.....	270
<i>Е.Н. Терехов, Т.Б. Баянова, Е.С. Пржиялговский, А.С. Балувев, Т.Ф. Щербакова</i> БАЗИТОВЫЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ.....	272
<i>Е.Н. Терехов, Т.Ф. Щербакова, А.Н. Конилов</i> ЛАПЛАНДСКИЕ ГРАНУЛИТЫ - КАК ПРИМЕР ПРОЦЕССОВ АНДЕРПЛЕЙТИНГА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ	275
<i>И.В. Тиболов</i> К ГЕНЕЗИСУ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ	277
<i>В.В. Травин, Н.Е. Козлова</i> УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЙОНА РАПКИВИ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС.....	281
<i>В.А. Трунилина, С.П. Роев</i> ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ БАТОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ.....	283
<i>О.М. Туркина</i> ВКЛАД КОРОВЫХ СУБСТРАТОВ В ГЕНЕЗИС АРХЕЙСКИХ ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ.....	286
<i>С.И. Турченко</i> РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМАТИИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ И ПРИЧИНЫ ПРОЯВЛЕНИЯ В НИХ СУЛЬФИДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	290
<i>О. В. Удортатина, Е. П. Калинин, В. Л. Андреев, В. А. Капитанова</i> ГРАНИТОИДЫ ТОРГОВСКО-КЕФТАЛЫКСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).....	293
<i>Н.С. Уляшева</i> АЛЬМАНДИНОВЫЕ ЭКЛОГИТЫ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).....	297
<i>А.М. Федоров, В.А. Макрыгина</i> РОЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ И ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕЛ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА.....	299
<i>П.И. Федоров</i> ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ КАЛИЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОЙ КАМЧАТКИ.....	302
<i>Н.А. Франц, Т.Б. Баянова, П.А. Серов, Д.В. Елизаров</i> ТИКШЕОЗЕРСКИЙ МАССИВ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ): НОВЫЕ Sm-Nd и Rb-Sr ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ.....	304
<i>Л. И. Ходоревская</i> ГРАНИТИЗАЦИЯ И МЕТАСОМАТОЗ В МЕТАБАЗИТАХ БЕЛОМОРЬЯ. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	307
<i>В.В. Холоднов, Е.С. Шагалов</i> ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ НА ГРАНИЦАХ СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА): ЭВОЛЮЦИЯ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ, ИСТОЧНИКИ, РУДОНОСНОСТЬ.....	310
<i>Д.И. Царев, А.А. Батуева</i> БАЗИТОВЫЙ И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В ФОРМИРОВАНИИ ОШУРКОВСКОГО АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	314

<i>А.А. Цыганков, О.В. Удортина, Г.Н. Бурмакина, М. Гроув</i>	
НОВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И ПРОБЛЕМА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	317
<i>В.В. Чащин, Т.Б. Баянова, П.А. Серов</i>	
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЛЧЬЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ.....	320
<i>И.С. Чацухин</i>	
СОТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАСОМАТОЗА И ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА).....	323
<i>А. И. Чернышов, А.Н. Юричев, А.В. Кичеева</i>	
ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГАРЦБУРГИТОВ КАЛНИНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН).....	326
<i>Н.Е. Чернышова</i>	
КУЛТУМИНСКИЙ ГЕТЕРОГЕННЫЙ ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВЫЙ МАССИВ, ОСОБЕННОСТИ ЕГО СТРОЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	330
<i>С.Ю. Чистякова, Р.М. Латыпов</i>	
ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В БАЗАЛЬТОВЫХ ПОДВОДЯЩИХ КАНАЛАХ.....	335
<i>Т.Я. Корнев, А.Г. Еханин, С.К. Шарифулин</i>	
ПЕТРОЛОГИЯ АМЬЛЬСКОГО РИОЛИТ-КОМАТИИТ-БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНЫЙ САЯН).....	336
<i>Е.В. Шарков, А.В. Чистяков</i>	
КЛАССИЧЕСКИЙ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МОНЧЕГОРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ.....	341
<i>Н.В. Шатова</i>	
ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И МЕТАСОМАТИТОВ РЯБИНОВОГО РЯДНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ).....	343
<i>А.Я. Шевко, М.П. Гора, Бессонова, Н.А. Голиков</i>	
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.....	347
<i>В.Р. Шмелев</i>	
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРА УРАЛА.....	350
<i>К.И. Шмулович</i>	
МЕТАСТАБИЛЬНОСТЬ И РАЗМЕРНОСТЬ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ: ТЕОРИЯ, ЭКСПЕРИМЕНТ, ПРИЛОЖЕНИЯ.....	352
<i>Т.Ф. Щербакова, Ю.Г. Цеховский</i>	
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ПРИ ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ	354
<i>Р.М. Юркова</i>	
МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С ПОДЪЕМОМ ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА.....	357
<i>А.В. Юрченко, Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, С.Б. Лобач-Жученко, Л.В. Матвеева, Г.А. Кучеровский, Е.Н. Лепехина</i>	
ГЕОЛОГИЯ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ УРОСОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ).....	360
<i>Е.В. Коптев-Дворников, А.А. Ярошевский, В.А. Вейс, Г.В. Бычкова</i>	
МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ: НАПРАВЛЕННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ИЛИ ФАЗОВО-СУСПЕНЗИОННАЯ КОНВЕКЦИЯ?.....	363

О ВОЗРАСТЕ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Ю.И. Лазарев

(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, lazarev @ krc.karelia.ru)

Возраст протерозойских образований Карелии сегодня оценивается интервалом времени от 1900 м.л. (вепсий) до 2500 м.л. (сумий), причем оценка возраста вепсия основана на косвенных данных. Отсутствуют, кроме того, надежные данные о возрасте промежуточных образований: сариолия, ятулия, людиковия и суйсария даже в тех районах, где эти подразделения стратиграфической шкалы были выделены. В связи с этим в 90^х годах прошлого века Институтом геологии Карельского НЦ РАН была предпринята попытка специального геохронологического изучения образований протерозоя в типичной области их развития, в западной части Онежского синклиория и его обрамлении. Вся работа велась в тесной кооперации с ИГГД РАН (г. С-Петербург), где и были сделаны все изотопные анализы (О.А.Левченков и С.З. Яковлева). От Института геологии (г. Петрозаводск) кроме автора доклада работал А.А.Николаев, проводивший всю работу по выделению и минералогическому анализу цирконов. К сожалению, в силу разных причин исследование не было полностью завершено. Тем не менее, полученные результаты, несмотря на свою ограниченность и во многом предварительный характер, в силу того, что они существенно расходятся с существующими представлениями о возрасте и метаморфической истории протерозоя представляют несомненный интерес. Кроме того, они сохраняют свою актуальность, поскольку за прошедшее время подобные исследования не проводились.

Основным объектом исследований по неизбежности стали вулканические и вулканогенные породы протерозоя. Все они характеризуются крайне низкими содержаниями циркона при выраженной минералогической гетерогенности. Поэтому необходимый вес геохронологических проб достигал 500 – 700кг. Предварительно проводилось систематическое минералогическое изучение с отбором проб весом в 40-50 кг с целью анализа генерационного состава цирконов, оценки степени развития отдельных генераций и морфотипов и определения минимально необходимого веса основной пробы. Как правило, по цирконам из этих проб проводились тестовые определения ТИЭ-методом

В образованиях вепсия изучались габбро-долериты Ропручейского силла (пос.Рыбрека и ст. Деревянка) и кислые вулканы (латиты) южной окраины с. Шелтозеро В габбро-долеритах доминируют поздние цирконы с возрастом 1770 ± 12 Мл [1], генетически связанные с секущими жилами субщелочных граносиенитов Ранние цирконы присутствуют также повсеместно, но в крайне малом количестве, не более 0.01 -0.02 г/т. Определения ТИЭ - методом дали меняющиеся значения возраста, но неизменно превышающие 2600 Мл.

Кислые вулканы (латиты) секутся породами Ропручейского силла, имеют СВ простирание (СВ:50°) и пологое (10 - 15°) падение на северо – запад. В своей верхней обнаженной части они представлены мандельштейнами с кварцевыми и хлорит – эпидот – кварцевыми миндалинами размером до 0.5 см. Из пробы мандельштейнов весом не менее 200 кг удалось выделить всего 103 зерна циркона размером менее 0.03 мм. Сделанное по 97^т зернам ранней генерации (6 зерен идентичны поздним цирконам габбро-долеритов) U-Pb определение дало архейский возраст с верхним пересечением конкордии в 2610 мл.

Таблица

Изотопные данные по протерозою Центральной Карелии

N п.п	Проба, фракция	U мкг/г	Pb мкг/г	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb измер.	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb измер.	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb измер.	Возраст по		
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Вепсий									
1.	Н-3, I*	555	218	1106	5.3069	6.4396	1910	2275	2631
Суйсарий									
2.	Н-6, II,+80	210	75.9	603.0	5.4852	4.3594	1655	2041	2475
3.	Н-6, II,-80	293	104	472.0	5.4401	4.1482	1604	1996	2429
4.	Н-6, I,+70	444	177	2058	5.4704	6.1887	1909	2277	2626
5.	Н-6, I,-70	498	219	788.6	5.2228	7.0233	2078	2360	2617
6.	Н-7, кор. призм.	288	139	540.5	4.8464	4.4945	2112	2420	2690
7.	Н-7, дл. призм.	229	131	262.8	4.3120	3.4121	2258	2503	2708
Ятулий									
8.	Н-839-1, I	164	78	157.6	4.2142	2.2212	1713	2064	2436
9.	8-1, М**	792	258	467.5	6.9166	1.7198	1238	1508	1906
10.	8-1, ЭМ	634	258	941.6	7.4080	1.8458	1581	1754	1971
11.	8-1, НМ	765	264	1767	8.0919	2.2378	1458	1717	1898
12.	Н-841, I	1105	382	627.1	7.0229	1.3908	1238	1535	1976
Сумий									
13.	3, I	537	363	56.13	2.7785	1.3234	1634	2221	2830
14.	4, I	370	184	1010	5.3855	5.1644	2232	2429	2594
15.	4, II	108	48.9	926.7	6.0123	5.2893	2119	2253	2378

*Римские цифры обозначают генерацию циркона.

**М – магнитная, ЭМ – электромагнитная, НМ – немагнитная фракции циркона.

Возраст цирконов из пород суйсария и нижнего ятулия также оказался архейским. Протерозойский возраст, около 2000мл., был получен только по цирконам из так называемой Святнаволоковской интрузии, в действительности представляющей собой зоны метасоматического изменения диабазов среднего и верхнего ятулия.

В целом цирконы из всех выше перечисленных образований на графике в координатах изотопных отношений дают единое линейное распределение («изохрону»), пересекающую конкордию на отметках 1070 и 2960 Мл. (табл., рисунок)

Были получены также определенные данные о возрасте образований сумия, нижняя часть разреза которого в районе реки Семчь с перерывом, несогласием и конгломерато – брекчиями в основании, залегает на породах верхнего архея и представлена толщей андезито – базальтов из более чем двадцати отдельных потоков [2,3]. Были выделены цирконы из первого и шестого потоков. Они представлены главным образом двумя генерациями, имеющими гиацинтовый и цирконовый габитус. Ранний, гиацинтовый циркон дает меняющийся, но архейский возраст, тогда как возраст позднего, циркона протерозойский, примерно 2400 мл. В целом, распределение точек анализов не совпадает с предыдущим распределением. Судя по положению анализа №13 возраст пород сумия

заметно древнее 3000 Мл. Вместе с тем несомненно, что положение точки №13 сильно искажено, так как свинец в этой пробе содержит аномально высокое содержание Pb^{204} .

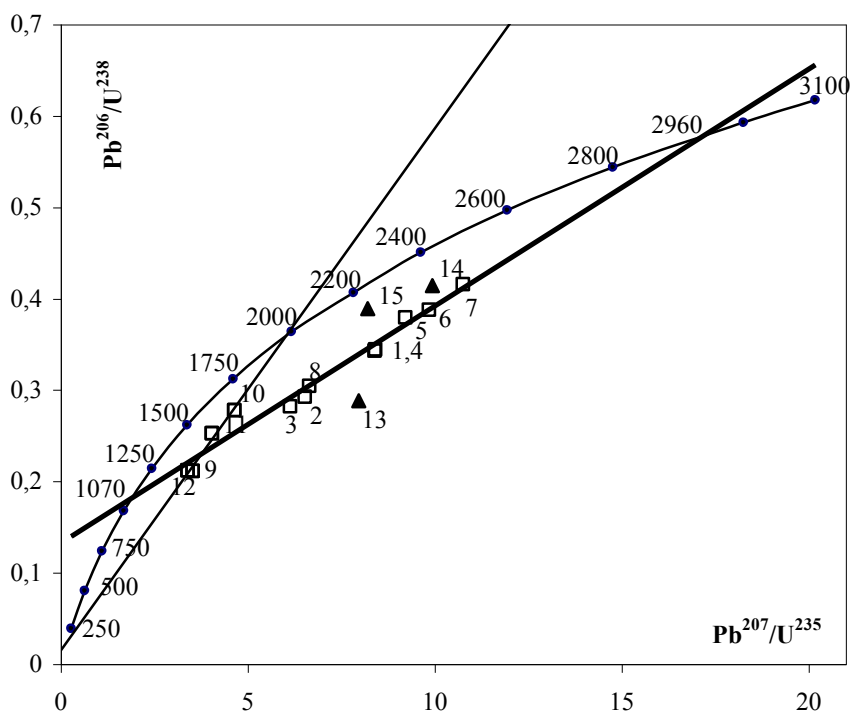


Рис. График с конкордией для цирконов из вулканитов протерозоя центральной Карелии. Обозначения: Квадраты – данные по образованиям вепся, суйсария и ятулия; заливные треугольники – данные по образованиям сумия.

Анализ более ранних данных, полученных по кварцевым порфирам Лехтинского синклиория [4, 5, 6], т.е. по верхней части разреза сумия [7], показал, что и здесь наряду с цирконами протерозоя с возрастом 2400 – 2450 м л. присутствуют более ранние, высоко дискордантные фазы (например, анализ 97) с возрастом, оцениваемым по крайней мере в 3000 мл.

Литература

1. Бибикова Е.В., Т.И. Кириозова, Ю.И. Лазарев, В.А. Макаров, А.А. Николаев // ДАН, 1990, т.310, №1, с.189 – 191.
2. Светова А.И. // Оперативно – информ. материалы. Петрозаводск. 1982. с 10 – 13.
3. Рыбаков С.И., А.И. Светова и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. // Наука. Л. 1981 152с.
4. Кратц К.О. и др. // ДАН АН СССР, 1976, т.231, №5, с.1191 – 1194.
5. Левченко О.А., С.З. Яковлева и др. // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадконакопления. Наука. М. 1985 с. 109 – 116.
6. Лобач Жученко С.Б., О.А. Левченко // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. 1985. с. 5 – 26
7. Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сарилий). // Петрозаводск. 1991 118с.

**ПРОЦЕССЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ПРИ ЭКЛОГИТОВОМ
МЕТАМОРФИЗМЕ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ***Т.Л. Ларикова¹, М. Рацек²*

(¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, larik@igem.ru; ²Институт Петрологии и Структурной Геологии, Прага, racek@natur.cuni.cz)

Процессы частичного плавления эклогитов могут приводить к формированию тоналитовых расплавов [1]. Проведенное экспериментальное моделирование процессов формирования симплектитовых структур при 9-11-13 кбар и 700 С показало, что в присутствии водного флюида в эклогитах происходит частичное плавление с образованием тоналитов [2]. На примере эклогитизированных метагаббро высокобарического комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал) мы исследуем возможность формирования расплавов в условиях эклогитового метаморфизма.

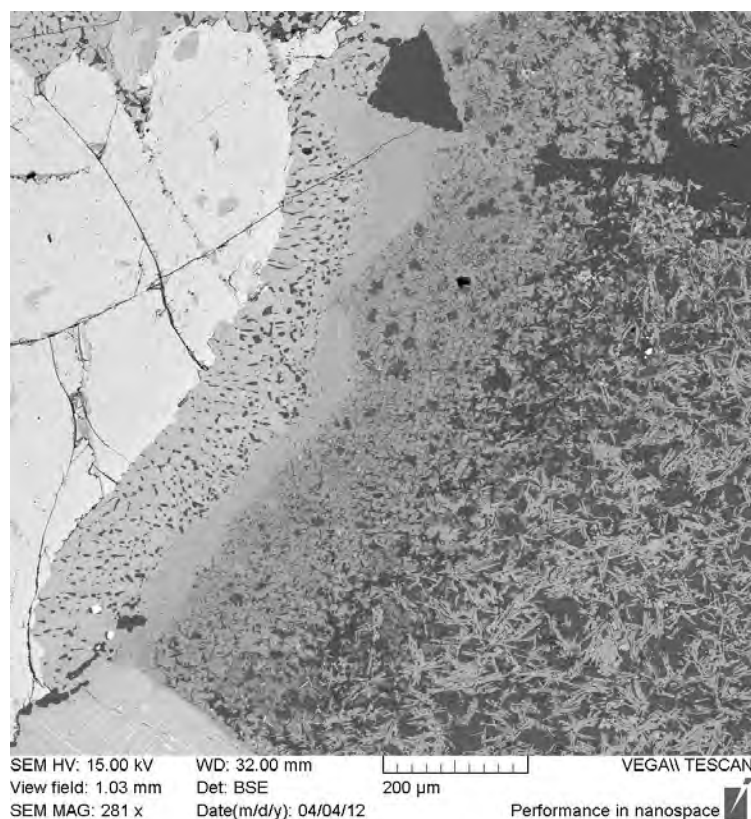


Рис. Короны вокруг ортопироксена, внутренняя симплектитовая клинопироксен-кварцевая и внешняя омфацитовая. Плагноклаз замещен агрегатом омфацита, кианита, цоизита, кварца и калиевого полевого шпата.

Эклогитизированные габброиды Марун-Кеу сформировались при метаморфизме на уровне $T=670-700$ С и $P=15-17$ кбар [3]. Они представлены реликтами первично-магматических ортопироксена и клинопироксена, окруженных коронарными структурами.

Короны вокруг ортопироксена состоят из двух слоев: внутреннего, сложенного симплектитовыми сростаниями клинопироксена и кварца; и внешнего – омфацитового слоя. От ортопироксена к плагиоклазу отчетливо прослеживается зональность в пироксене с увеличением содержания жадеитового компонента от 8 до 42. В реликтах первичного клинопироксена, окруженного единственной каймой омфацита, были обнаружены ламели ортопироксена, свидетельствующие о том, что это был пижонит. Кроме того, в породе локально присутствует гранат в виде отдельных зерен в плагиоклазе, а также, очень редко в виде внешней гранатовой короны.

Первичный плагиоклаз полностью трансформирован в мелкозернистый раскристаллизованный агрегат омфацита, цоизита, кианита, а также кварца и калиевого полевого шпата. Иногда, встречаются «пятна» новообразованного кислого плагиоклаза. Кроме того, кварц образует практически мономинеральные мелкие прожилки.

На электронном микроскопе было произведено сканирование по площади (картирование) участка корон и бывшего плагиоклаза, которое показало отчетливую зональность в коронах, а также заметную неоднородность по составу участков плагиоклаза.

Наиболее детально были изучены участки породы, соответствующие бывшему плагиоклазу. При определении состава по площади, можно рассчитать состав первичного плагиоклаза – около 60 An. и кроме того, в целом состав этих участков можно сопоставить с тоналитом.

Было проведено термодинамическое моделирование с использованием программ *Perple_X* и *Thermocalc*, которое подтвердило возможность существования кислого расплава при данных температуре и давлении (Т около 700 С и Р до 17 кбар). Частичное плавление метагаббро происходит в микродоменах, соответствующих бывшему плагиоклазу, поскольку они близки по составу к эвтектике тоналита. При этом количество расплава и Р-Т условия частичного плавления, главным образом, зависят от количества водной флюидной фазы. Более того, декомпрессия может являться главным фактором начала частичного плавления. И быстрые скорости эксгумации, типичные для высокобарических комплексов, могут быть также обусловлены именно присутствием даже небольших количеств расплава в эклогитах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00706-а).

Литература

1. *Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D.* 2003 *Nature* vol.425, p.605-609 2. *Larikova T., Holzheid A. & Keglner, Ph.*, 2011. *Goldschmidt 2011 Abstract volume.* 3. *Larikova T.*, 2012. *Corona textures formation during HP metamorphism of the Marun-Keu complex (Polar Urals).* (гот. к печати)

ПРОБЛЕМА ОХЛАЖДЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА САДБЕРИ, КАНАДА

Р.М. Латыпов

(Университет Оулу, Финляндия, rais.latyпов@oulu.fi)

За последние десятилетия накоплено большое количество данных, указывающих на импактное происхождение структуры Садбери, Канадский щит [1-4]. Считается, что удар крупного астероида вызвал практически мгновенное плавление пород мишени с образованием слоя импактного расплава мощностью около 5 км, из которого позднее сформировался интрузивный комплекс Садбери [1-7]. Современные модели предполагают, что импактный расплав был перегрет относительно своей ликвидусной температуры на ~800 градусов и оставался перегретым в течении 100-250 тысяч лет после импактного

события [8]. Такой продолжительный период перегретости привел к тому, что несколько сотен метров вмещающих пород оказались сильно прогретыми и частично или полностью расплавленными [9]. Это предполагает, что к моменту достижения ликвидусной температуры (~1200°C) импактный расплав и вмещающие породы должны были достичь почти полного термального равновесия, обеспечив тем самым чрезвычайно медленное охлаждение и кристаллизацию этого расплава. Однако имеется целый ряд наблюдений, указывающих на образование интрузивного комплекса Садбери из расплава, который не был перегрет. Среди них: (1) чрезвычайно мощные краевые реверсии, (2) закалочные зоны и мелкозернистость пород, (3) ортокумулятивные структуры пород и неравновесная зональность минералов, (4) незначительная степень плавления вмещающих пород, (5) отсутствие плавления мафит-ультрамафитовых ксенолитов в придонной части комплекса и (6) низкотемпературный контактовый метаморфизм вмещающих пород [10]. Данные наблюдения, по-видимому, указывают на то, что изначально перегретый импактный расплав был охлажден каким-то эффективным процессом до нормальной магматической температуры практически сразу же после импактного события. Это могло произойти вследствие либо (а) ассимиляции импактным расплавом большого количества холодных ксенолитов вмещающих пород, либо (б) смешения импактного расплава с большим количеством эндогенной магмы, поступившей из глубинного магматического резервуара. На данном этапе изучения сделать выбор между этими двумя вариантами не представляется возможным. Стоит, однако, отметить два наблюдения, которые делают последний вариант более предпочтительным. Во-первых, имеются геохимические данные, указывающие на формирование интрузивного комплекса Садбери из двух различных по составу исходных расплавов, и, во-вторых, нами получены новые минералогические и геохимические данные, свидетельствующие о пополнении эволюционирующей камеры порциями одного из этих исходных расплавов. Несмотря на то, что проблему охлаждения и кристаллизации интрузивного комплекса Садбери еще предстоит разрешить, полученные данные наводят на мысль о том, что современная интерпретация его происхождения требует существенного пересмотра.

Работа выполнена при поддержке гранта Финской Академии Наук.

Литература

1. Grieve R. A. F. An impact model for the Sudbury structure, in Lightfoot, P.C., and Naldrett, A.J., eds., Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium: Ontario Geological Survey Special Volume 1994, v. 5, p. 119-132.
2. Lightfoot P.C., Zotov, I. A. //Geology of Ore Deposits 2005, v. 47, p. 349-381.
3. Naldrett A. J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry, and Exploration, Springer, 2004, 727 p.
4. Naldrett A. J. Ontario Geological Survey Open File Report 2009, v. 6243, p. 106-120.
5. Grieve R. A. F., Stöffler D., Deutsch A. // Journal of Geophysical Research, 1991, v. 96, p. 22753-22764.
6. Golightly J. P. //In Lightfoot, P. C., and Naldrett, A. J., eds., Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium: Ontario Geological Survey Special 1994, v. 5, p. 105-117.
7. Mungall J. E., Ames D. E., Hanley J. J. // Nature 2004, v. 429, p. 546-548.
8. Ivanov B. A., Deutsch, A. // In Dressler, B. O., and Sharpton, L., eds., Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II: Geological Society America Special Paper 1999, v. 339, p. 389-398.
9. Prevec S. A., Cawthorn R. G. // Journal of Geophysical Research, 2002, v.107(B8), 2176, doi:10.1029/2001JB000525.
10. Latypov R. M., Lavrenchuk A., Lightfoot P. C. // Conference proceeding of the 11th International Platinum Symposium, Sudbury, Canada.2010. <http://11ips.laurentian.ca/NR/rdonlyres/0D1A5D58-BF91-4D38-B915-70828B4C50AF/0/Latypovetal.pdf>.

**ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ АКТИВНОСТИ КРУПНЫХ ПОЛИГЕННЫХ ВУЛКАНОВ
КАВКАЗА И ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ***В.А. Лебедев*(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
leb@igem.ru)

Введение. Кавказский сегмент Альпийского пояса включает горные сооружения Большого и Малого Кавказа, плато Восточной Анатолии, а также разделяющие их межгорные депрессии. Широко распространенные здесь неоген-четвертичные магматические образования возникли на позднеколлизийном этапе развития этой, имеющей крайне сложное строение, тектонической зоны. В середине миоцена между Евразийской и надвигающейся с юга Аравийской литосферными плитами произошло окончательное закрытие океанического бассейна Неотетис, после чего данный регион вступил в стадию континентальной коллизии. С этого времени на территории Кавказа и Восточной Анатолии началось интенсивное развитие молодого вулканизма, для которого нами выделены четыре этапа активности [1]: среднемиоценовый (15-13 млн. лет назад), позднемиоценовый (8-5 млн. лет назад), плиоценовый (4-2 млн. лет назад) и четвертичный (менее 1.5 млн. лет назад).

Характерной чертой позднекайнозойского магматизма Кавказского сегмента Альпийского пояса, отличающей его от типично коллизийного, является преобладание основного вулканизма нормальной и повышенной щелочности (особенно в плиоцене-антропогене). В тоже время в позднем миоцене здесь доминировал известково-щелочной кислый – средний вулканизм. Такое разнообразие составов изверженных пород, проявившееся на разных этапах развития вулканической активности, привело к появлению различных взглядов на петрогенезис магм и геодинамические условия, в которых они формировались. Часть авторов считает молодые породы Кавказа коллизийными палингенными образованиями – продуктами плавления корового материала [2]. В качестве альтернативы для неоген-четвертичных вулканических пород региона были предложены модели их мантийно-корового происхождения [3; и др.] – за счет ассимиляции глубинными основными магмами преимущественно кислого вещества верхней коры. В настоящее время в качестве основной рассматривается концепция, согласно которой позднекайнозойский магматизм Кавказа и Восточной Анатолии связан с активностью горячей точки мантии [4; и др.]. Геотектоническая обстановка поздней стадии континентальной коллизии в регионе при этом является фактором, определяющим не причины магматизма, а исключительно широкие вариации состава изверженных пород вследствие ассимиляции корового материала, активно происходящей, в частности, из-за значительного увеличения общей мощности литосферы в результате сжатия и орогенеза.

Молодой вулканизм Кавказа и Восточной Анатолии, и в особенности его четвертичный этап, характеризуются возникновением целого ряда крупных полигенных стратовулканов, изучение продолжительности извержений которых являлось основной задачей настоящей работы. Среди них: Эльбрус - на Большом Кавказе; Самсари, Диди-Абули и Арагац - на Малом Кавказе; Гирекол – в Восточной Анатолии.

Методы исследований. Изотопно-геохронологическое изучение молодых вулканических пород Кавказского сегмента Альпийского пояса выполнено с помощью специального разработанного в ИГЕМ РАН варианта К-Аг метода датирования. Его особенности и некоторые результаты применения изложены в [5] и других работах. С целью избежать удвения К-Аг возраста из-за потенциального присутствия в фенокристах вулканических

избыточного ^{40}Ar , датирование проводилось исключительно с использованием основной массы пород.

Результаты и их обсуждение. На основе результатов изотопно-геохронологического изучения позднечетвертичных лав сделан вывод об общей продолжительности эруптивной деятельности крупнейшего вулкана Европейской части России – Эльбруса (5642м). Согласно полученным K-Ar данным общий период его деятельности на сегодняшний день достигает примерно 200 тыс. лет. Извержения вулкана протекали в течение трех фаз активности, разделенных длительными временными периодами покоя, имеющими продолжительность в первые десятки тысяч лет. На ранних двух фазах (I – 225-170 и II – 110-70 тыс. лет назад) излияния известково-щелочных дацитовых лав происходили из аппарата, расположенного в районе современной западной вершины Эльбруса. На заключительной фазе (менее 30 тыс. лет назад) на ее начальных стадиях возник современный западный конус вулкана, а в последствии – восточный. Поздненеоплейстоцен-голоценовые потоки дацитов III фазы широко распространены как на северном, так и южном склонах вулкана. Полученные в последние годы данные, указывающие на то, что Эльбрус является потенциально-активным вулканом, позволяют предположить, что общий период его эруптивной деятельности в итоге может оказаться более продолжительным.

Вулкан Диди-Абули расположен в южной части Самсарского хребта (Грузия) и является высочайшей вершиной северной части Малого Кавказа (около 3300м). Его самые ранние образования (возраст около 400 тыс. лет) представлены лавовыми потоками известково-щелочных дацитов, обнаженными в низах разрезов на западных и северо-западных склонах вулкана. После достаточно длительного (десяtkи тысяч лет) затишья в извержениях в результате возобновления эруптивной деятельности сформировалась современная постройка вулкана, а также лавовые потоки дацитового состава на его южных склонах (около 320-250 тыс. лет назад). Завершение магматической деятельности связано с извержениями нескольких паразитических вулканических аппаратов на западных склонах Диди-Абули около 250 тыс. лет назад. Таким образом, общий период деятельности этого вулкана, вероятно, составил около 150 тыс. лет, а его активность развивалась дискретно в течение двух фаз магматизма – около 400 и 320-250 тыс. лет назад.

Вулкан Самсари локализован в центральной части одноименного хребта и в настоящее время представляет собой небольшую кальдеру обрушения диаметром до 5км. Его извержения начались около 200 тыс. лет назад, когда сформировался крупный дацитовый конус, от которого непротяженные лавовые потоки распространились преимущественно в западном направлении. В последующем без значительного временного перерыва произошло взрывное образование кальдеры с выбросом пирокластического материала, который в настоящее время широко распространен в разрезах вулканогенных толщ центральной части Самсарского хребта. Датирование ранних лав вулкана Самсари и пирокластических образований указывает на то, что первая фаза магматизма, завершившаяся формированием кальдеры, имела небольшую продолжительность – первые десятки тысяч лет. Следующий импульс магматической активности в районе вулкана имел место только в конце неоплейстоцена (менее 50 тыс. лет назад), когда в кальдерной чаше сформировался конус Кызылдаг, а на склонах ее кольцевого хребта в результате трещинных излияний были извержены потоки известково-щелочных гиалодацитов. Таким образом, общий период деятельности вулкана Самсари составил до 200 тыс. лет; извержения происходили в течение двух дискретных фаз магматизма – около 200 и менее 50 тыс. лет назад.

Определена длительность активности крупнейшего полигенного вулкана Малого Кавказа – Арагаца (4090м). Согласно полученным результатам его эруптивная деятельность началась 740-680 тыс. лет назад, когда в результате многократных лавовых излияний дацитов, внедрения субвулканических тел, формирования пирокластических толщ

образовался имеющий сложное строение современный конус вулкана. Несколько позже на его северном склоне несколькими боковыми моногенными аппаратами были извержены потоки базальтов. После продолжительного периода затишья в магматической деятельности (около 200 тыс. лет) извержения Арагаца возобновились только 560-450 тыс. лет назад. В вершинной части вулкана произошло внедрение экструзий гиалодацитов, а на его южных склонах проявляли активность два небольших центра извержений основных лав повышенной щелочности (Тирин-Катар и Аштарак). В последующий период времени магматическая деятельность в пределах Арагацкого центра отсутствовала. Таким образом, продолжительность активности полигенного вулкана Арагац составила около 250–200 тысяч лет; она протекала в течение двух дискретных фаз – около 700 и 500 тыс. лет назад.

Проведено изотопно-геохронологическое изучение полигенного щитового вулкана Гирекол на северном берегу оз. Ван (Восточная Анатолия, Турция). Начало его активности приходится на период времени 600-500 тыс. лет назад. В результате извержений базальтов трещинными аппаратами было сформировано обширное плато к северо-востоку от г. Эрджиш. Вторая, заключительная фаза активности Гирекола началась после длительного перерыва (около 100 тыс. лет) и была отмечена возникновением постройки щитового вулкана и излиянием потоков плагиофировых трахибазальтовых лав, которые слагают второй структурный ярус плато, образовавшегося в результате извержений вулкана. Таким образом, продолжительность активности полигенного вулкана Гирекол в совокупности не превышала 200 тысяч лет; она протекала в течение двух дискретных фаз – 600-500 и около 400 тысяч лет назад.

Выводы. Изотопно-геохронологические исследования изверженных пород ряда крупнейших полигенных вулканов Кавказского сегмента Альпийского пояса позволяют сделать вывод о том, что суммарная продолжительность их активности обычно не превышала 150-200 тысяч лет. Они характеризуются выраженным дискретным характером магматической деятельности с наличием 2-3 разделенных во времени эруптивных фаз. В отличие от молодых вулканов, образовавшихся в других геодинамических обстановках (континентальные окраины, островные дуги и др.) и часто активных в течение длительных периодов геологического времени (сотни тысяч - первые миллионы лет), полигенные вулканы Кавказа и Восточной Анатолии являются короткоживущими геологическими образованиями, не имеющими длительной истории развития.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00012 в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №4.

Литература

1. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шарков Е.В. // Докл. РАН. 2011. Т.441, №4. С.521-526.
2. Короновский Н.В., Демина Л.И. // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17-35.
3. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27с.
4. Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. // Докл. РАН. 2004. Т.395, №1. С.91-95.
5. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 69-89.

РИФЕЙСКИЕ, ВЕНДСКИЕ И ПАЛЕЗОЙСКИЕ ДОЛЕРИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

О.Ю. Лебедева

(ФГУП ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, olyalela@mail.ru)

Южное Верхоянья (хребет Сетте-Дабан) расположено на юго-востоке Якутии. На рассматриваемой территории в рифейское, вендское и палеозое время произошло становление шести долеритовых комплексов – позднерифейского (улаханбамский к-к), поздневендского (горбинский к-к), средне-позднеордовикского (суордахский к-к), позднесилурийско – раннедевонского (сеттедабанский к-к), позднедевонского (кыллахский к-к), раннекаменноугольного (ольчанский к-к) (рис 1) [1-6]. Расчленение дайковых долеритовых комплексов Сетте-Дабана осложняется близостью вещественного состава и макроскопического облика тел, сходством их структурно-петрографических характеристик.

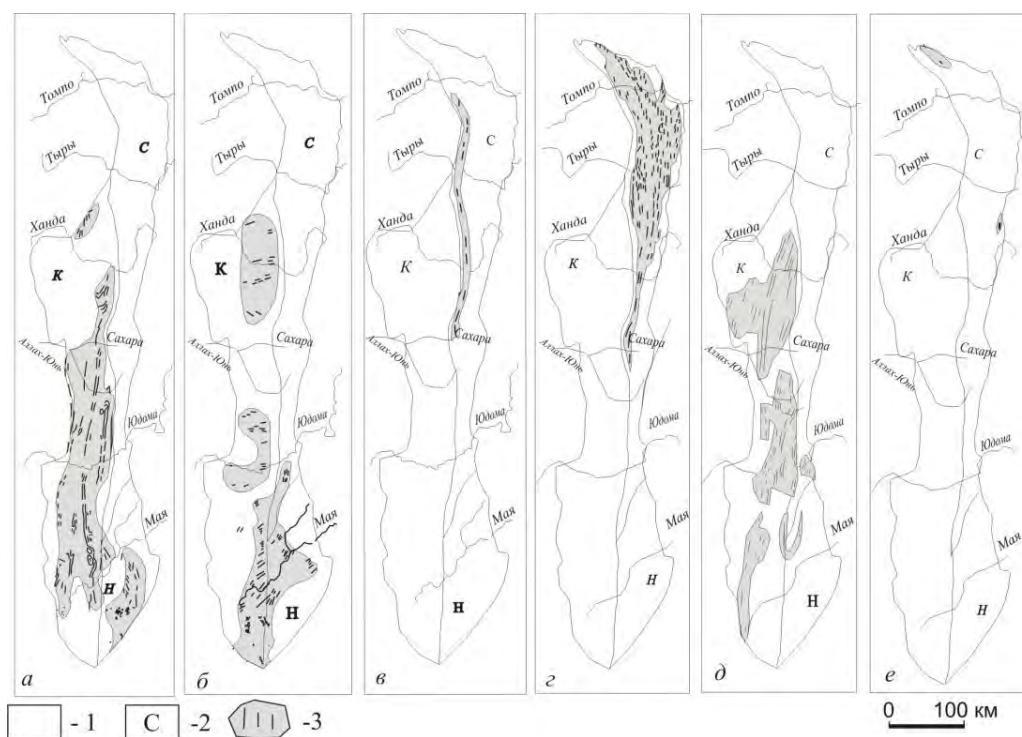


Рис.1 Ареалы распространения позднерифейских (а), поздневендских (б), средне-позднеордовикских (в) палеозойских (г, д, е) долеритовых комплексов Южного Верхоянья. 1 - границы Южного Верхоянья; 2 - структурно-формационные подразделения Южного Верхоянья: С - Сеттедабанская зона, К - Кыллахская зона, Н - Нетское поднятие, 3 - ареалы комплексов и тела даек, силлов и штоков.

Отличительными особенностями состава и строения улаханбамского комплекса [1, 2, 6] является силловая форма интрузий, долеритовый и кварц-долеритовый состав, микропегматитовая структура. Горбинский к-к [3] представлен субширотными дайками и силлами, сложенными габбро-долеритами. Для суордахского к-к [4] характерны силлы, сложенные офитовыми оливиновыми, титанавгитовыми трахидолеритами. Силлы и дайки

сеттедабанского к-са [5], размещаются в Сеттедабанской зоне и сложены клинопироксеновыми долеритами и трахидолеритами. Для кыллахского к-са [6] характерны протяженные (до 40 км) дайки оливиновых долеритов, расположенные в Кыллахской зоне. Для ольчанского комплекса характерны дайки, силлы, штоки долеритов, конга-долеритов.

По вещественному составу долериты этих комплексов различаются по щелочности и содержанию SiO_2 . Для долеритов и кварцевых долеритов R_3 , V_2 , D_3 возрастов характерным является повышенные содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , и пониженные содержания K_2O , Na_2O , P_2O_5 , LILE, HFSE, легких РЗЭ (рис. 2). Кроме того, для долеритов R_3 отмечается пониженное содержание Th/Yb, относительно долеритов кыллахского к-са, повышенные содержания La/Nb относительно долеритов горбинского к-са и пониженные La/Yb относительно трахидолеритов O_{2-3} и S_2 - D_1 . Для трахидолеритов и оливиновых трахидолеритов O_{2-3} , S_2 - D_1 и C_1 характерны повышенные содержания TiO_2 , MgO, Na_2O , P_2O_5 , РЗЭ, особенно легких (рис 2), HFSE, Th, U, Pb, Zn, и пониженные содержания сидерофильных элементов.

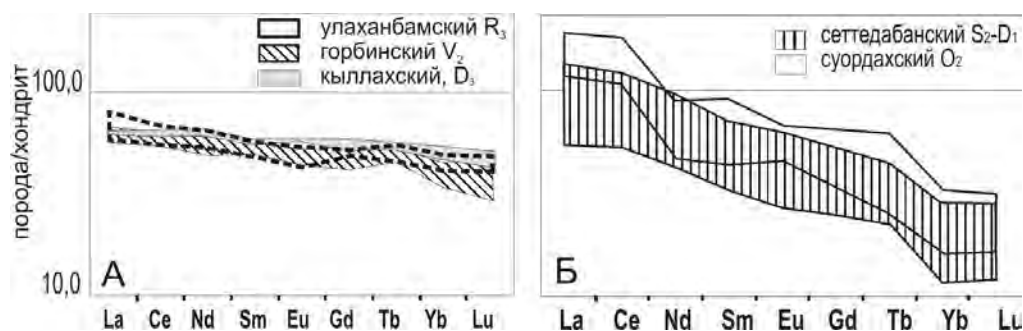


Рис 2. Диаграмма содержаний редкоземельных элементов, нормализованных по хондриту (по Sun S. S., McDonough W. F., 1989). А – диаграмма для долеритов, Б - диаграмма для трахидолеритов

Различия составов долеритов улаханбамского, горбинского и кыллахского комплексов и трахидолеритов суордахского и сеттедабанского комплексов может быть связано с вариациями глубинности генерации магматического расплава при различной степени плавления мантийного протолита.

Литература

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК, «Наука / Интерпериодика», 2001, 571 с.
2. Олейников Б.В., Мацак М.С., Колодезников И.И. Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1983. 206 с.
3. Соболев А.Е. // Докл. РАН, 1992, Т. 327, № 4 – 6. – С. 557-560.
4. Худoley А.К., Кропачев А.П., Химан Л.М. // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 1. - С. 82-85
5. Сагир А.В. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4 С.740-745.
6. Лебедева О.Ю. // Региональная геология и металлогения, 2012, №49 С. 56-59.

СТРУКТУРНО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ СТЕКОЛ

С.М. Лебедева

(Институт минералогии УрО РАН, Миасс, lebedeva@mineralogy.ru)

Введение. Океанические базальтовые стекла являются важнейшими объектами, исследование которых дает информацию о современном магматизме Земли, составе и эволюции мантийных магм. Стекла являются термодинамически неустойчивой фазой, находящейся в метастабильном состоянии, и для них характерна постепенная перестройка структуры, связанная с процессами самопроизвольной кристаллизации [1]. Этот процесс имеет большое значение особенно для природных стекол, которые, как правило, представляют собой гетерогенные объекты, в которых всегда присутствуют кристаллические фазы, образованные по тому или иному механизму.

Целью данной работы являлось детальное исследование состава, структуры и спектроскопических особенностей природных базальтовых стекол района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика).

Базальтовые стекла были изучены с помощью комплекса современных физических методов. Петрографические исследования природных стекол были выполнены с помощью оптического микроскопа AxioLab, который оснащен современной цифровой фотокамерой. Электронно-микроскопические исследования, с определением составов магматических стекол и сосуществующих включений были выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202. Локальные исследования базальтовых стекол методом инфракрасной спектроскопии отражения проводились с помощью ИК Фурье-спектрометра NEXUS-870 с микроскопом Continuum. Измерения были выполнены на шлифах с участков размером 20-50 мкм в интервале частот 400-1600 см⁻¹. Спектры КР регистрировались на спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 320 с микроскопом Olimpus VX41. Проводились процедуры вычитания фона и сглаживания. Рамановские спектры снимались в диапазоне 100–2000 см⁻¹.

В работе было изучено 11 образцов базальтовых стекол, отобранных во время 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1994 г.) из различных зон тройного сочленения Буве (из рифтовых долин ЮЗИХ и САХ, с подводного склона о-ва Буве, из трансформного разлома Буве). Образцы предоставлены д.г.-м.н. Симоновым В.А. (Институт геологии СО РАН, г. Новосибирск). Образцы представляют собой обломки потоков плитчатых и подушечных лав. Большая часть исследованных образцов характеризуется порфировой (микропорфировой) структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, оливином и пироксеном, которые находятся в стекловатой темной, почти черной матрице.

Результаты и обсуждения. Базальтовые стекла представляют собой существенно неоднородные объекты, в которых в стеклообразной матрице находятся включения разных кристаллических фаз, в том числе и размеров, слишком малых для того, чтобы изучить их с помощью оптической микроскопии. Для более детального исследования таких включений, структуры стеклообразной матрицы, а также определения химического состава образцы базальтов были изучены методом растровой электронной микроскопии.

При исследовании океанических базальтов с применением растрового электронного микроскопа установлено, что оптически однородное базальтовое стекло имеет сложное неоднородное строение. Выделяется гомогенное неизмененное и гетерогенное измененное стекло. Большую часть изученных образцов составляют гетерогенные стекла.

Базальтовое стекло как при рассмотрении в оптический микроскоп, так и при не очень больших увеличениях в электронный выглядит как однородное стекло (рис. 1А). Однако при большом увеличении (участок выделен рамочкой) видно, что данное стекло является

неоднородным (рис. 1Б). Наблюдаются светлые и темные участки, которые имеют разный химический состав.

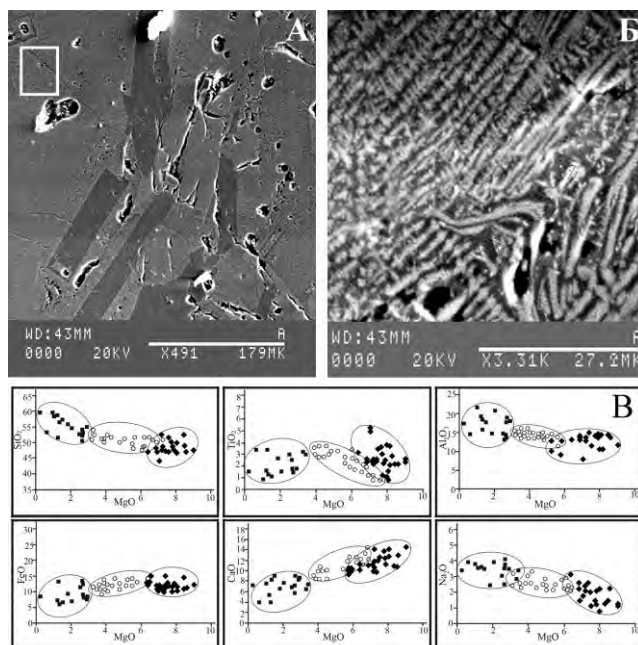


Рис. 1. Оптическое (А), электронно-микроскопическое (Б) изображения и поля распределения (В) породообразующих окислов (вес. %) по отношению к MgO для базальтовых стекол района тройного сочленения Буве

◆ – микрогетерогенное стекло (светлые участки); ■ – микрогетерогенное стекло (темные участки); ○ – гомогенное неизмененное стекло. Оптически однородное базальтовое стекло (участок, выделенный прямоугольной рамкой) под электронным микроскопом проявляет микронеоднородную структуру.

Методом энергодисперсионного микрорентгеноспектрального анализа были определены составы участков неоднородностей в базальтовых стеклах. Данные анализов показывают, что в светлых участках стекловатой матрицы по сравнению с темными наблюдается значительное увеличение содержания Mg, Ca и Fe при уменьшении концентраций Si, Al и Na. По результатам анализов были построены диаграммы распределения породообразующих окислов от содержания магния. Известно, что MgO характеризует степень дифференциации базальтовых расплавов [2]. На диаграммах (рис. 1В) отчетливо прослеживаются две области распределения породообразующих окислов в светлых и темных участках стеклообразной матрицы в изученных образцах океанических базальтов. Состав исходного неизмененного стекла является промежуточным между составом светлых и темных участков стекла. По всей видимости, светлые и темные участки стекла это результат дифференциации базальтовых расплавов до начала массовой кристаллизации минералов.

Это согласуется с результатами экспериментальных работ [3], в которых показано, что алюмосиликатные расплавы имеют микронеоднородную структуру. Первая составляющая этих расплавов представлена высокополимеризованными алюмосиликатными группировками и соответственно имеет повышенные концентрации Si, Al и щелочных катионов, которые являются компенсаторами заряда Al^{3+} в алюмосиликатных тетраэдрах,

тогда как вторая – состоит из относительно деполимеризованных силикатных анионных группировок и характеризуется повышенным содержанием оксидов щелочно-земельных металлов.

Методом ИК Фурье микроспектрометрии отражения были изучены участки гомогенных и микрогетерогенных стекол. Спектры гомогенных неизменных стекол характеризуются широкой полосой в области 1000 см^{-1} , характерной для стекол базальтового состава, в которых отсутствуют какие-либо кристаллические фазы (рис. 2А, спектры 1, 2). Исследования участков микрогетерогенного стекла методом ИК спектроскопии отражения показали, что их спектры отличаются от ИК спектров гомогенного неизменного стекла: на фоне широкой полосы наблюдается полоса 1080 см^{-1} и плечо 900 см^{-1} (рис. 2А, спектры 3, 4). Данные инфракрасные спектры представляют собой суперпозицию спектров неизменного стекла базальтового состава и спектров кристаллических фаз низкой степени структурного совершенства.

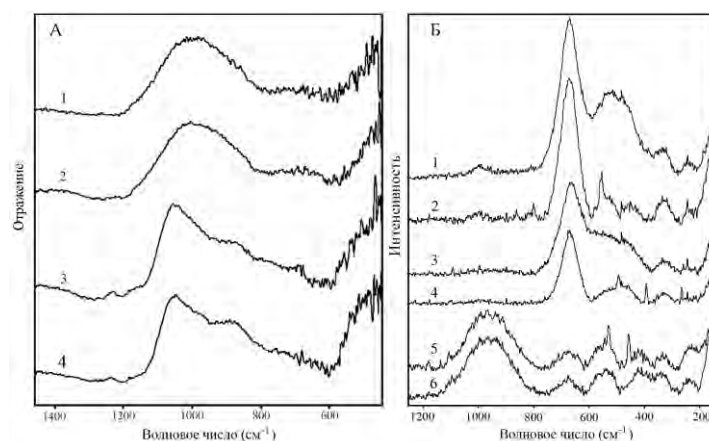


Рис. 2. Колебательные спектры базальтовых стекол.

А – ИК спектры отражения участков базальтовых стекол (1, 2 — ИК спектры гомогенного неизменного стекла; 3, 4 — ИК спектр микрогетерогенного стекла); Б – КР спектры участков базальтовых стекол.

Методом ИК Фурье микроспектрометрии отражения выделены два типа вариолей, которые могут существовать либо отдельно в стекловатой матрице, либо срастаться вместе, в предельном случае образуя вариолитовую матрицу базальта. Спектры вариолей первого типа представляют собой суперпозицию спектров чистого стекла и кристаллитов пироксена, для которых характерны полосы 1050 , 900 и 550 см^{-1} . Вариоли второго типа, найденные в базальтах, характеризуются полосами 1150 , 1000 , 870 и 600 см^{-1} , которые связаны с присутствием кристаллитов плагиоклаза.

Инфракрасные спектры микрогетерогенного стекла в океанических базальтах соответствуют ИК спектрам «пироксеновых» и значительно реже «плагиоклазовых» вариолей, что согласуется с результатами электронной микроскопии о смещении составов различных зон микрогетерогенного стекла в сторону пироксена или плагиоклаза.

Все спектры КР нераскристаллизованных зон в исследованных природных стеклах базальтового состава имеют сходный вид и, как спектры модельных алюмосиликатных стекол, характеризуются присутствием двух групп полос: в низкочастотной ($400\text{-}600\text{ см}^{-1}$) и в высокочастотной ($700\text{-}1100\text{ см}^{-1}$) областях спектра (рис. 2Б, спектры 5, 6). В низкочастотной части спектра наблюдаются две полосы сложной формы: с максимумом около $400\text{-}410\text{ см}^{-1}$ и около $530\text{-}540\text{ см}^{-1}$. Эта группа полос связана с делокализованными

валентными и частично деформационными колебаниями связей Si-O-Si(Al, Fe). В высокочастотной части спектра доминирует полоса с максимумом около 980 см^{-1} , соответствующая колебаниям связи Si-O-Si(Al) в составе высокополимеризованных алюмосиликатных структурных единиц.

В области $700\text{-}800\text{ см}^{-1}$ спектров всех изученных стекол присутствует слабовыраженная полоса с максимумом около $750\text{-}800\text{ см}^{-1}$, связанная с деформационными колебаниями межтетраэдрических связей в микрообластях с каркасной структурой.

Для КР спектров основной массы базальтовых стекол (рис. 4, спектры 1-4) характерно практически полное отсутствие полосы в области около 1000 см^{-1} и наличие интенсивной полосы в области 670 см^{-1} , характерной для кристаллической фазы пироксена. Таким образом, можно сказать, что основная масса базальтовых стекол может представлять собой стекло с кристаллитами пироксена и, с другой стороны, может быть представлена неупорядоченным пироксеном. Эта фаза образовалась в переохлажденном базальтовом расплаве из субмикронных областей неоднородности в стекле путем их упорядочения.

Выводы. Исследование природных океанических базальтовых стекол показало, что они обладают существенно неоднородным строением, связанным с существованием вкрапленников разной степени структурного совершенства, кристаллитов, вариолей, а также областей гомогенного и микрогетерогенного стекла на субмикронном уровне.

Установлено, что ИК спектры отражения гомогенного неизмененного стекла в базальтовых стеклах района тройного сочленения Буве подобны и характерны для алюмосиликатных стекол. В исследованных базальтовых стеклах существует два типа вариолей, которые связаны с присутствием кристаллитов пироксена и плагиоклаза в стеклообразной матрице. Показано, что инфракрасные спектры микрогетерогенного стекла в океанических базальтах соответствуют ИК спектрам «пироксеновых» и значительно реже «плагиоклазовых» вариолей.

На основании изучения микронеоднородного строения базальтовых стекол методом рамановской микроспектроскопии установлено, что основная масса базальтовых стекол может представлять собой, с одной стороны, стекло с кристаллитами пироксена и, с другой стороны, может быть представлена неупорядоченным пироксеном.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (государственный контракт № П-735).

Литература

1. Анпен А.А. Химия стекла. Л.: Химия. 1974. 352 с. 2. Christie D.M., Carmichael I.S.E., Langmuir C.H. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 397-411. 3. Анфилогов В.Н., Быков В.Н., Осипов А.А. Силикатные расплавы // М: Наука 2005. 357 с.

ПОРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ – ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ПРИСАЯНСКОГО КРАЕВОГО ВЫСТУПА

В.И. Левицкий, И.В. Левицкий

(Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vlevit@igc.irk.ru)

Присяянский (Шарьжалгайский) краевой выступ фундамента Сибирской платформы сложен метаморфическими и магматическими комплексами, наблюдаемыми в тектонических блоках северо-западном - Булуном, центральном - Китойском и юго-восточном – Жидойском и Иркутном. В блоках основными структурно-вещественными комплексами являются: Восточно-Саянская гранит-зеленокаменная и Прибайкальская

гранулит-гнейсовая области (ВСГЗО и ПрГГО); комплекс неархейских гранито-гнейсов (ТТГА) Гарганской глыбы; неархейские гранитоиды китойского ультраметаморфического комплекса; палеопротерозойские эпикратонные слабо - и низкометаморфизованные комплексы в Урикско-Ийском прогибе; палеопротерозойские ультраметаморфические (постколлизийные) гранитоиды в гранулитовых комплексах и массивы интрузивных (позднеколлизийных) гранитоидов. По совокупности признаков в гранулитовых и гранито-гнейсах (ТТГА) Присаянского выступа выделяются: ранняя группа - изохимически метаморфизованные породы гранулитовой фации (метамагматические и метаосадочные породы); аллохимические продукты их ультраметаморфических преобразований в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (мигматиты, граниты); поздняя – метасоматиты [1].

1. Породами ВСГЗО сложен Булунский и северная часть Китойского блоков. Составными частями области являются палео-и мезоархейский комплекс гранито-гнейсов (ТТГА), который обычно рассматривается как инфраструктура, на которой залегают неархейские (?) супраструктурные зеленокаменные пояса (ЗП) - Таргазойский (в Булунском блоке) и Онотский (в Китойском).

Возраст тоналитов комплекса гранито-гнейсов (ТТГА) основания Онотского ЗП, полученный U-Pb методом по цирконам составляет 3287 ± 8 - 3386 ± 14 млн. лет [2,3]. Модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ для них - 3,1-3,6 млрд. лет. Возраст трондьемитов и плагиогранитов Таргазойского ЗП - 3249 ± 6 и 3330 ± 8 млн. лет (SHRIMP) [4], а модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ - 3,2-3,6 млрд. лет. По содержаниям петрогенных и редких элементов большая часть ТТГА комплекса гранито-гнейсов основания Онотского и Таргазойского ЗП соответствует среднему составу докембрийских плагиогранитоидов [5]. Судя по близким концентрациям Rb, Ba, Sr, элементов группы железа их аналогами являются тоналитовые гнейсы Амитсок в Гренландии и Уйвак I на п-ове Лабрадор, а по распределению REE – гнейсы Свaziленда [6].

В строении и составе Онотского и Таргазойского ЗП много общего. Они сложены близкими по петрогеохимическим характеристикам метамагматическими (по базальтам и габбро) амфиболитами и плагиогнейсами (по андезитобазальтам - дацитам), метаосадочными низкоглиноземистыми биотитовыми, гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми (\pm кианит, ставролит, гранат) гнейсами, анхимономинеральными и железистыми кварцитами. В Таргазойском ЗП по сравнению с Онотским ЗП больше парагнейсов, метаосадочных гранатовых амфиболитов, отсутствуют доломитовые и магнетитовые мраморы. Rb-Sr изохронным методом для амфиболитов и биотит-гранатовых гнейсов различных свит Онотского ЗП получены возрасты 2,67- 2,79 млрд. лет [7]. Модельный возраст пород Онотского ЗП $T_{Nd}(DM)$ – 2,7 - 3,6 млрд. лет, а Таргазойского – 2,89 - 3,6 млрд. лет. Составы метамагматических пород Онотского и Таргазойского ЗП по содержаниям SiO_2 варьируют от средних до кислых и реконструируются как бимодальные серии внутриконтинентальных рифтогенных обстановок. Так как Онотский и Таргазойский ЗП заложены на континентальной (ТТГА) коре их можно рассматривать их как производные внутриплитного базальтового магматизма, метаморфизованных позже в условиях амфиболитовой - эпидот-амфиболитовой фаций.

2. Гарганская глыба имеет двухъярусное строение - докембрийский кристаллический фундамент и рифейско-вендский осадочный чехол платформенного типа. Исследования позволили установить, что ее основание сложено полосчатыми и гнейсовидными ТТГА с редкими включениями амфиболитов. В гнейсах проявлены ультраметаморфические преобразования, выраженные в развитии мигматитов и гранитов. Возраст магматического циркона тоналитов, полученный U-Pb методом составляет 2752 ± 10 млн. лет [8]. По петрогеохимическим параметрам ТТГА Гарганской глыбы подобны палеоархейским ТТГА

комплекса гранито-гнейсов Онотского и Таргазойского ЗП, а также шарыжалгайского комплекса.

3. Породы ПрГГО представлены китойским комплексом в южной части Китойского, шарыжалгайским - в Жидойском и Иркутном блоках.

В шарыжалгайском комплексе установлены два эпизода метаморфизма и ультраметаморфизма (гранитизации) в условиях гранулитовой фации: 1) неоархейский - 2,56-2,65 млрд. лет; 2) палеопротерозойский - 1,85-1,87 млрд. лет [9]. Неоархейские ассоциации представлены биотит-двупироксеновыми плагиосланцами и плагиогнейсами, ортогнейсами высоко калиевой известково-щелочной (шошонит-латитовой) серий, эндербитами, секущими их метагабброидами, кальцитовыми мраморами, кальцифирами. Среди палеопротерозойских образований отмечены метабазальтовые (известково-щелочных серий) двупироксеновые, пироксеновые, гиперстеновые (\pm амфибол, кварц, магнетит, биотит, ильменит) плагиосланцы и плагиогнейсы, метатерригенные биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, доломитовые мраморы, кварцитогнейсы, кварциты. В разрезах комплекса неоархейские и палеопротерозойские образования в виде тектонических пластин перемежаются друг с другом. В Иркутном блоке больше палеопротерозойских основных сланцев, меньше метасадочных кислых пород, а в Жидойском - больше неоархейских высокоглиноземистых гнейсов, биотит-двупироксеновых плагиосланцев, карбонатных пород.

В китойском комплексе гранулитовый метаморфизм проявился в интервале - 2,48-2,54 млрд. лет. В палеопротерозое отмечается повторный метаморфизм неоархейских пород (в условиях гранулитовой фации ?) - 1,84-1,87 млрд. лет. В отличие от шарыжалгайского комплекса в китойском больше высокоглиноземистых парапород, кварцитов, мраморов, меньше основных ортопород. Основные-кислые метамагматические породы китойского комплекса по вещественным параметрам соответствуют надсубдукционным известково-щелочным сериям, но в отличие от шарыжалгайского они имеют неоархейский возраст.

4. С неоархейским эпизодом на заключительных стадиях метаморфизма связано формирование китойского ультраметаморфического комплекса гранитоидов, который является картируемой структурой во всех блоках Присаянского выступа. Состав гранитоидов определяется субстратом замещаемых пород, подтверждая тем самым ультраметагенную их природу. В гранулитовых комплексах и ТТГА ультраметаморфические преобразования проявлены в развитии как слабо измененных пород - мигматизированных сланцев, гнейсов, так и продуктов их более интенсивного замещения - калишпатовых мигматитов, эндербитов, чарнокитоидов автохтонных и аллохтонных гранитов, пегматитов. Возраст комплекса, полученный U-Pb методом по цирконам в шарыжалгайской серии для пегматитов - 2557 ± 28 млн. лет, для гранитов - 2562 ± 20 млн. лет [9], а в китойской серии - 2535 ± 7 млн. лет [10] и 2483 ± 4 млн. лет [11]. Возраст мигматитов и гранитов, развитых по ТТГА полученный Rb-Sr методом - 2,64 млрд. лет [7]. Ультраметаморфические гранитоиды развитые по породам шарыжалгайского (Иркутный и Жидойский блоки) и в разных частях китойского (Китойский блок) гранулитовых комплексов по геохимическим характеристикам близки между собой и относятся к син-и постколлизийным гранитам. Они обогащены TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Ba, LREE, Zr, Cr, Ni и по петрогеохимическим характеристикам относятся к ультраметаморфическому типу гранитов [12]. При этом граниты, развитые по ТТГА значимо отличаются от гранитоидов замещающих породы гранулитовых комплексов меньшими содержаниями TiO_2 , железа, MgO, CaO, Ba, REE, Zr, Cr, Ni, Co и большими - SiO_2 , Na_2O , Rb, Pb. Это однозначно свидетельствует о наследовании геохимических

особенностей метаморфического субстрата или пород ПрГГО, или - ТТГА ВСГЗО. Гранитоиды образуются в коллизионных зонах между блоками древнейших палеоархейских гранито-гнейсов ТТГА и неоархейскими гранулитовыми комплексами.

5. Палеопротерозойские эпикратонные слабо - и низкометаморфизованные комплексы Урикско-Ийского прогиба (грабена) сложены вулканогенно-осадочными толщами с доминированием в них терригенных пород над вулканитами [$T_{Nd}(DM) - 2,0-2,3$ млрд. лет].

6. В палеопротерозое фиксируется второй более мощный по сравнению с неоархем период гранитообразования в Присаянском краевом выступе проявленный в развитии мигматитов и гранитоидов, массивов интрузивных гранитоидов шумихинского, саянского, приморского и игнокского комплексов в шарыжалгайском и китойском комплексах. Палеопротерозойские образования представлены: 1) в Иркутном блоке – синколлизионными ультраметаморфическими плагио- и калишпатовыми мигматитами, теньвыми мигматитами, гранитами, развитыми по породам шарыжалгайского комплекса (1,853-1,868 млрд. лет) [9]; 2) в Китойском блоке – ультраметаморфическими гранитами и пегматитами, развитыми по метаморфитам китойского комплекса (1,86 млрд. лет); 3) в Иркутном, Китойском блоках – интрузивными посткинematическими позднеколлизионными гранитоидами А-типа саянского и шумихинского комплексов (1,858-1,871 млрд. лет) [9]; 4) в Урикско-Ийском грабене – гранитоидами игнокского комплекса (1,86 млрд. лет). Становление гранитоидов приурочено к коллизионным зонам сочленения неоархейского китойского и неоархейско-раннепалеопротерозойского шарыжалгайского комплексов с зеленокаменными поясами.

Ультраметаморфические гранитоиды – синколлизионные образования, слагающие мелкие тела, формировались на нижних уровнях шарыжалгайского комплекса. При их перемещении зарождались крупные очаги с последующей трансформацией и кристаллизацией гомогенных магм в несколько фаз в интрузивных посткинematических батолитах гранитов на верхних уровнях. По концентрациям SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , железа, CaO, K_2O , Na_2O , Li, Ba, Sr, La, Nd, Y, Zr, Pb, Cr, V, Co средневзвешенный состав ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайского комплекса соответствует средневзвешенным значениям интрузивных гранитоидов (саянский, шумихинский, приморский комплексы), свидетельствуя о формировании вторых за счет первых. Это подтверждают и близкие палеопротерозойские рубежи становления ультраметаморфических гранитоидов в шарыжалгайском (1,851-1,876 млрд. лет) и китойском комплексах (1,852-1,872 млрд. лет) и интрузивных гранитоидов саянского и шумихинского, игнокского комплексов - 1,85-1,87 млрд. лет. На диаграммах их составы попадают в поля синколлизионных, тяготея к границам полей гранитов вулканических дуг и внутриплитных, что характерно для постколлизионных гранитоидов. В ультраметаморфических гранитоидах, относительно посткинematических, повышены содержания MgO , CaO, P_2O_5 , K_2O , Cr, Co, понижены - Rb, F, Sn, что обусловлено доминированием в субстрате шарыжалгайской серии элементов основных пород. В целом, гранитоиды интрузивных комплексов по сравнению с ультраметаморфическими обогащены Rb, Li, LRRE, Sn, Pb, что отражает проявление в них процессов магматической дифференциации.

Метаморфические и магматические комплексы Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы уникальны для познания закономерностей становления раннедокембрийской континентальной коры. Для пород выступа обосновано: 1) присутствие палеоархейских гранито-гнейсов ТТГА и зрелой неоархейской континентальной коры, представленной высоко калиевой известково-щелочной (шошонит-латитовой) серий; 2) проявление двух эпизодов неоархейского и палеопротерозойского

гранулитового метаморфизма и гранитообразования в шарыжалгайском комплексе; определяющее влияние протолитов на состав неархейских и палеопротерозойских гранитоидов. Процессы палингенеза гранитов осуществляются в коллизионных зонах надсубдукционного магматизма, что ведет к формированию крупных магматических гранитоидных провинций докембрия.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ11-05-00771

Литература

1. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
2. Бибилова Е.В., Левицкий В.И., Резницкий Л.З. и др. // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. РФФИ в Азиатской части России (Материалы Всероссийской научной конференции). Иркутск: 2002. С. 175-176.
3. Бибилова Е.В., Туркина О.М., Кирилова Т.И. и др. // Геохимия. 2006. №3. С. 347-352.
4. Туркина О.М., Бережная Н.Г., А.Н. Ларионов и др. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21-37.
5. Martin, H. // Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier. In: Condie, K.C. (Ed.). 1994. P. 205-259.
6. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 713 с.
7. Сандимирова Г.П., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.В. и др. // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука. 1993. С. 92-102.
8. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б. и др. //Изотопные системы и время геологических процессов (Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии). С-Пб.: ИГГД РАН. 2009. Т. 1. С. 34-35.
9. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Том 15. № 4. 2007. С. 3-19.
10. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1139-1150.
11. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б. и др.// Доклады АН. 2010. Т. 431. № 3. С. 386-391.
12. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М: Наука, 1977. 279 с.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Л.К. Левский

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

Строго говоря, здесь и далее будут рассматриваться геохронологические возможности радиометрических методов не столько для пород сколько для метаморфических (метаморфогенных и метаморфизованных) минералов в породах. Если для определения возраста магматических и осадочных пород выбор сделан и наиболее надёжным геохронометром для них служит циркон и его уран-свинцовая система, то для метаморфических (метасоматических) пород циркон не имеет преимуществ относительно других минералов. Высокая термоустойчивость уран-свинцовой системы в цирконе является одновременно сильной и слабой стороной этой радиометрической системы. Определение однозначных возрастных реперов для процессов связанных с резким и значительным изменением P - T условий, когда происходит образование новых цирконов или полная реструктуризация уже имеющихся определяет преимущество уран-свинцовой системы в цирконе. Однако «грубость» системы не позволяет фиксировать время образования и преобразования минералов в промежутке, нередко растянутом, между вышеуказанными событиями. Длительность метаморфического процесса не позволяет адекватно использовать для него понятие «возраста» (age), как в случае магматизма или ультраметаморфизма. Скорее следует использовать термин «время» (time) или более точное определение- «timing» («наблюдение и запись протяжённого во времени процесса» сл. Webster). Это обязано более или менее длительному изменению P - T - X условий, приводящих к образованию новых и преобразованию дометаморфических минералов. Воздействие температуры и наличие флюидной фазы приводят к интракристаллической и межкристаллической миграции элементов (петрология) и радиогенных и радиоактивных изотопов (радиометрия). Скорость миграции определяется как внешними P - T - X условиями, так и внутренними кинетическими параметрами комплекса (минерал-изотопная система): E

– энергия активации и D_0 – коэффициент диффузии (предэкспоненциальный множитель в уравнении Аррениуса). Абсолютные значения кинетических параметров близки или совпадают для основных элементов (петрология) и следовых элементов (радиометрия), что должно привести к синхронизации результата миграции элементов и изотопов. Протяженность метаморфического процесса противоречит понятию «пика» метаморфизма, но последний термин сохраняет значение как и «возраст» метаморфизма для контактового или другого быстропротекающего метаморфизма (например, эклогитового). В других случаях (региональный метаморфизм) более уместным будет – «промежуток времени», а не конкретное значение возраста. Вместе с тем измеренные геохронологические данные для конкретного минерала и изотопной системы являются определенными возрастными «метками» на P - T метаморфической кривой. Известные затруднения возникают при оценке значения «меток». Это может быть время образования минерала в процессе метаморфизма то есть возраст минерала или время связанное с закрытием (блокированием) изотопной системы. Для метаосадочных пород выбор зависит от измеренной температуры метаморфизма, если она ниже так называемой «температуры закрытия» изотопной системы в данном минерале, то измеренное значение принимается как возраст минерала, в противном случае, при высокой температуре метаморфизма измеренное значение возраста соответствует времени закрытия изотопной системы. Однако используемые до сих пор значения «температуры закрытия» имеют в лучшем случае полуколичественный характер и предложены подходы исключающие их использование [1]. Следует ожидать, что аналогичные проблемы должны возникать при интерпретации данных петрологических термометров, учитывая практически одинаковую кинетику ионного или изотопного обмена и аналогичный формализм: уравнение объёмной диффузии (Фик) или уравнение реакции первого порядка (Аррениус). В этом случае данные для изотопных термометров должны соответствовать результатам для петрологических термометров.

Имеются ли в настоящее время экспериментальные возможности для реализации программы геохронологического изучения метаморфических минералов? Обширный арсенал изотопных методов, которым располагают современные лаборатории: U - Pb , Pb - Pb , Sm - Nd , Lu - Hf , Rb - Sr очевидно позволяют выполнить подобные исследования используя для этой задачи такие породообразующие (в отличие от акцессорного циркона) как гранат [2] и ставролит [3]. Однако окончательная отработка методики и интерпретации полученных данных потребует известного времени. Одна из проблем, о которой упоминалось выше, заключается в смысле измеренного возраста метаморфических минералов и одно из возможных решений для метаосадочных предложено. Для метамагматических пород может быть предложен более предпочтительный и эффективный подход, требующий для реализации применения двух изотопных систем в одном минерале. Гранаты могут представить такую возможность и она реализуется в нашей работе [4]. Объем данных для породообразующих минералов увеличивается за счёт привлечения данных для акцессориев: силикаты (циркон, алланит), фосфаты (монацит, ксенотим, апатит), а также титанит и рутил. Заключительная фаза регрессивного этапа метаморфизма определяется возрастными данными для слюд. Можно привести результаты ряда геохронологических исследований для фанерозойских и докембрийских метаморфических комплексов использующих современные методические разработки.

Работа поддерживается направлением ОНЗ РАН №4.

Литература

1. Левский Л.К., Морозова И.М. //Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Изотопные системы и время геологических процессов. Санкт-Петербург, 2-4 июня 2009. С 321-325. 2. Левский Л.К., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Балтыбаев Ш.К., Сергеева Н.А., Васильева И.М., Гусева В.Ф. //Материалы V Российской

конференции по изотопной геохронологии. Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Москва, 4-6 июня 2012. 3. Лобиков А.Ф., Левский Л.К. // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Москва, 4-6 июня 2012. 4. Ризванова Н.Г., Левицкий В.И., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Гусева В.Ф., Васильева И.М., Левский Л.К. // там же.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

И.И. Лиханов¹, В.В. Ревердатто², П.С. Козлов³, Н.В. Попов⁴

(¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, likh@igm.nsc.ru; ²Новосибирский государственный университет; ³Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; ⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск)

Введение. Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой складчатый ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния, возникшего на рубеже раннего и среднего рифея в результате гренвилльских событий. Современные геодинамические модели базируются на отсутствии в этом районе проявлений эндогенных процессов в интервале времени от 1750 до 750 млн лет [1], что приводит к противоречивой трактовке целого ряда ключевых вопросов геологии региона. В последние годы нами при сочетании геолого-структурных, изотопно-геохронологических и петролого-геохимических методов получен ряд новых результатов, позволивших создать новое представление о развитии земной коры в регионе [2,3]. В развитие этих идей нами предпринято изучение двух контрастных по составу и стилю метаморфизма комплексов для выяснения особенностей их тектоно-термальной эволюции и геодинамических процессов в рифейской геологической истории Енисейского кряжа.

Минералого-петрографическая характеристика объектов исследования. Тейский (ТПМК) и гаревский (ГМК) метаморфические комплексы приурочены к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов, соответственно. В тектоническом отношении район ТПМК располагается в пределах осевой части Центрально-Ангарского террейна, складчатая структура которого осложнена серией дизъюнктивов в зоне Татарского глубинного разлома. ГМК, сложенный древнейшими в Заангарье породами, располагается в пределах приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центрально-Ангарский и Исаковский террейны.

ТПМК является характерным примером совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений. В его геологическом строении принимают участие ниже- и среднепротерозойские регионально-метаморфические метакarbonатно-терригенные породы тейской и сухопитской серий, прорываемые гранитоидами Каламинского массива. С юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны регионального метаморфизма, разделенные изоградами: 1) $Bt+Ms+Chl+Qz+Pl$ (*Bt* зона); 2) $Grt+Bt+Ms+Chl+Qz+Pl$ (*Grt* зона); 3) $St+Grt+Bt+Ms+Chl+Qz+Pl+Crd\pm And$ (*St-And* зона) и 4) $Sil+St+Grt+Bt+Ms+Qz+Pl\pm And\pm Crd$ (*Sil* зона). С приближением к надвигу породы *St-And* и *Sil* зон испытывают наложенный метаморфизм. Этот переход фиксируется по одновременному появлению в регионально-метаморфических породах *Ky* и фибролита (изограда кианита) с развитием предельной ассоциации $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl$ + фибролитовый *Sil* с реликтами *And*. Область распространения пород фации кианитовых сланцев ограничена

разломом северо-западного простирания и не превышает в ширину 4-5 км, что наряду с секущим характером новых изоград и спецификой состава гранатов с резким ростом гроссулярового компонента в новообразованных оболочках, фиксирующим значительную разницу в давлении, свидетельствует о локальном и полициклическом характере наложенного метаморфизма. Вблизи надвига он сопровождался формированием бластомилонитов, различающихся степенью деформации пород.

В строении ГМК принимают участие биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами и гранат-двуслюдяными кристаллическими сланцами с широким развитием пегматитов и продуктов ультраметаморфизма (мигматитов) и подчиненным количеством амфиболитов малогаревской толщи. В приразломных зонах деформаций по этим породам развиты комплексы бластомилонитов. Для D_1 -бластомилонитов, представленных низкотемпературной $Chl+Ab+Mc+Ms+Ep+Stp+Spn$ ассоциацией, образованной в условиях фации зелёных сланцев, характерно пологое залегание пластов пород от субгоризонтального до слабонаклонного вдали от разломов. В зонах сдвиговых деформаций северо-западного простирания в породах отмечены вертикальные и субвертикальные падения кристаллизационной синтетектонической сланцеватости и полосчатости, и проявление D_2 -бластомилонитов, содержащих деформированные синтетектонические порфиробласты Grt и Mc в $Pl-Bt-Ms-Qz-Ep$ матриксе.

Общими характерными признаками бластомилонитовых комплексов в ГМК и ТМК являются линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур катакластического и пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, «тени давления» перекристаллизованного кварца, S -образные и сильно деформированные зерна граната со структурами «ежежного кома», разрывы минеральных зерен со смещением и формированием «жоскутных» полосок, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также катаклаз и будинаж.

P - T - t история метаморфизма. Для оценки P - T - X_{H_2O} условий и реконструкции P - T трендов метаморфизма были использованы взаимосогласованные минеральные геотермобарометры, основанные на адекватных моделях смешения минеральных твердых растворов, а также комплекс компьютерных программ *THERMOCALC*, *PTPATH* и *MATHEMATICA*. Изотопно-геохронологические исследования опирались на параллельное U - Pb датирование цирконов (*SHRIMP-II*) и ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование слюд и амфиболов. Интерпретация геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических данных позволила выделить два этапа в рифейской геологической истории Заангарья Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов.

На первом этапе сформировался высокоградиентный зональный ТПМК низких давлений *And-Sil* типа ($P=3.9$ - 5.1 кбар; $T=510$ - $640^\circ C$) при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25$ - $35^\circ C/км$. Временная связь этих процессов с гренвилльской орогенцией подтверждена U - Pb *SHRIMP-II* и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками метапелитов (953-973 млн лет). Наиболее глубокие блоки пород ГМК испытали метаморфизм повышенных давлений в условиях амфиболитовой фации в узком интервале $P=7.1$ - 8.7 кбар и $T=580$ - $630^\circ C$.

На втором этапе эти породы испытали позднерифейский (900-850 млн лет) динамометаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P=3.9$ - 4.9 кбар и $T=460$ - $550^\circ C$) при низком градиенте $dT/dH<10^\circ C/км$, с формированием бластомилонитов в сдвиговых зонах, по которым осуществлялась эксгумация высокометаморфизованных блоков в верхние структурные этажи континентальной коры. Почти одновременно с этими

событиями породы ТПМК подверглись позднерифейскому (853-849 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа ($P=5.7-7.2$ кбар; $T=660-700^{\circ}\text{C}$) с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $\text{And} \rightarrow \text{Ky}$. Развитие температурной зональности осуществлялось при весьма низком метаморфическом градиенте с $dT/dH < 12^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Это могло быть связано с надвиганием в зоне Татарского глубинного разлома блоков пород со стороны Сибирского кратона на Енисейский кряж, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста протолитов. Синхронно с коллизионными процессами вблизи гранитоидных плутонов локально проявлен термальный метаморфизм позднерифейского (862 млн. лет) возраста в условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

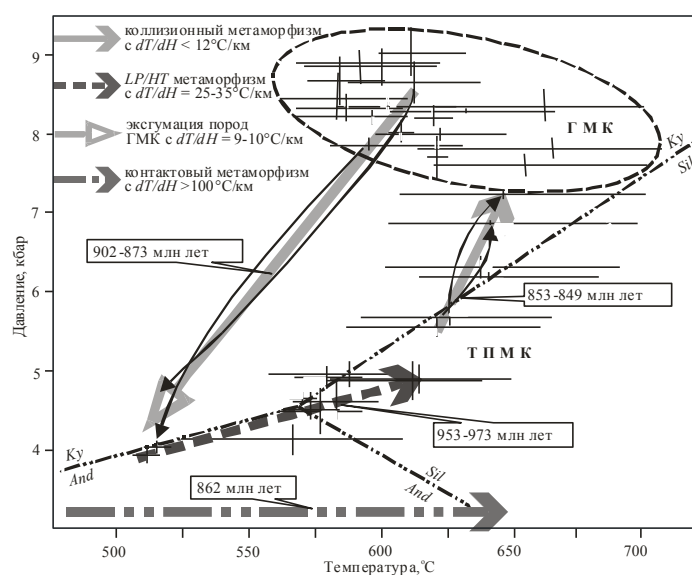


Рис. 1. P - T условия и P - T - t тренды эволюции метаморфизма пород ТПМК и ГМК.

Для каждого образца показаны средние значения P - T параметров (крестом) и их разброс, полученные по разным геотермобарометрам. Направления P - T трендов коллизионного и синэксгумационного метаморфизма, вычисленные по зональным метаморфическим минералам, показаны тонкими черными кривыми со стрелками. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 показаны штрих-пунктиром по [4].

По времени и стилю эти метаморфические события – интенсивная складчатость и деформации, региональный LP/HT и амфиболитовый метаморфизм, вызванный надвигами коллизионный метаморфизм, гранитообразование и контактовый метаморфизм – соответствуют эпохе позднегренвилейской складчатости с пиками орогенеза 970-950 и 880-850 млн лет, имевшей место примерно в то же время и в других частях Азиатского континента. Сравнительный анализ структурно-геологических признаков и особенностей метаморфической эволюции пород в ТПМК и ГМК (синхронность возрастных датировок с учетом скорости эксгумации пород, похожий вид P - T трендов погружения и эксгумации блоков пород, однообразие деформационных процессов с формированием бластомилонитов, приуроченных к определенным тектоническим событиям и др.) позволяет рассматривать их как единый гаревско-тейского полиметаморфический комплекс (ГТМК) гренвилейской орогении на западной окраине

Сибирского кратона. Тектоно-метаморфическое развитие этого комплекса контролировалось растяжением и сжатием континентальной коры в пределах крупных линейных структур региона – приенисейской и тейской региональных сдвиговых зон, сформировавших тектонический облик Заангарья Енисейского кряжа.

Петрологические и геодинамические следствия. Из вышеизложенного вытекает два важных следствия, представляющих петрологический и геодинамический интерес.

Первое связано с проблемой интерпретации метаморфической зональности с тремя силикатами глинозема и развитием зональных одноактных ореолов, формирующихся при давлении около тройной точки силикатов глинозема – «тип Айдахо» по классификации [5], часто используемых для оценки *P-T* параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку практически во всех описанных в литературе случаях минералы Al_2SiO_5 растут в разное время метаморфической истории пород и не могут быть рассмотрены как стабильная тройная точка, вопреки тому, что *P-T* тренды могли проходить вблизи неё [4]. Об этом же свидетельствует последовательный рост полиморфов в метапелитах ТПМК, связанный со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий.

Выявленные позднегренильские коллизионные события в западном обрамлении Сибирского кратона подтверждают пространственную связь Сибири и Лаврентии в конфигурации Родинии на рубеже мезо- и неопротерозоя, что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями [6]. В этом случае северным продолжением Гренильского пояса, протягивающегося от западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть грениллиды западной окраины Сибирского кратона, свидетельства присутствия которых приведены в данном сообщении.

Литература

1. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 380-393.
2. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743-762.
3. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. // International Geology Review. 2011. V. 53. P. 802-845.
4. Pattison D.R.M. // Am. Mineral. 2001. V. 86. P. 1414-1422.
5. Hietanen A. // Journal of Geology. 1967. V. 75. P. 187-214.
6. Piper J.D.A. // International Geology Review. 2011. V. 11-12. P. 1265-1279.

ДРЕВНИЕ КРАТОНЫ – СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ГЕОДИНАМИКА

С.Б. Лобач-Жученко

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

Главные черты строения и возраст. Архейские породы, слагающие древние кратоны, составляют порядка 36% современной континентальной коры [1]. Все детально изученные кратоны содержат породы и/или детритовые и ксеногенные цирконы, указывающие на начало формирования древних кратонов в эо- и палеоархее. Древнейшие датировки получены на Канадском (кратоны Слейв и Сьюперитор, 4.0–3.7 и 4.2–3.8 млрд лет, соответственно) и Балтийском щитах (3.8–3.6 млрд лет), в Австралии (кратоны Пилбара и Йилгарн, 4.2–3.9 млрд лет), в Западной Гренландии (3.8–3.7 млрд лет), в Южной Африке (Каапвальский кратон, 3.7–3.6 млрд лет) и на Украинском щите (3.7–3.65 млрд лет). Главным различием между кратонами является степень их последующей переработки. Весьма значительная переработка имела место 2.7 ± 0.05 млрд лет назад, в результате которой на кратонах Сьюперитор, Слейв, Йилгарн и Карельском, а также в Гренландии выходы эо- и палеоархейских пород сохранились в объеме 1–5%, где реликты древних пород располагаются среди более молодых гранитоидов преимущественно с возрастом 2.7 ± 0.05 млрд лет. Рядом исследователей этап 2.7 млрд лет рассматривается как время амальгамации

мелких фрагментов коры в крупные структуры [2], что противоречит как пространственному расположению неоархейских комплексов, так и палеомагнитным данным. Так, палеомагнитные данные для кратонов Сьюперииор и Карельского кратона и кратонов Сьюперииор согласуются с тем, что оба кратона 2.7 млрд лет назад входили в состав единого, но впоследствии распавшийся суперконтинент Кенорленд и имели сходную геологическую предысторию [3, 4].

Важной особенностью кратонов является многократность и длительность проявления магматизма на небольшой площади и отсутствие закономерности в пространственном размещении разновозрастных пород. Например, район Нуввуагиттук (северо-восток кратона Сьюперииор [5, 6]) имеет площадь 8.5 км² и включает зеленокаменный пояс, сложенный основными метавулканитами с прослоями метаосадков и возрастом 4.28 млрд лет. Этот пояс рассматривается как фрагмент первичной основной коры. Он прорван массивами мафитов-ультрамафитов, содержащими включения кислых вулканитов с возрастом 3.8 млрд лет. Этот зеленокаменный реликт окружен тоналитами, которые внедрились 3.66 млрд лет назад и, в свою очередь, окружены тоналитами с возрастом 2.7 млрд лет.

На кратоне Пилбара в наилучшей степени сохранились палеоархейские ассоциации, которые демонстрируют образование коматиитов и трапповых базальтов, начиная с субгруппы Варравуна (3517 млн лет) на протяжении более 500 млн лет (до рубежа 3.0 млрд лет). В этот же интервал времени имело место внедрение габбро (3.25 и 2.94 млрд лет) и образование гранитоидов (3.31 и 2.94 млрд лет). Вулканиты Варравуна изливались на гранитоидный фундамент в мелководных условиях. Состав коматиитов отражает возрастание глубинности очага их зарождения во времени (увеличение давления в источнике плавления от 2 до 10 кбар), что отражает, по-видимому, увеличение мощности коры.

Окно древнейших пород в Западной Гренландии, окруженное мезо- и неоархейскими гранитоидами, имеет площадь около 450 км². В этом окне обнажены тоналиты, зеленокаменный пояс Исуа и ультраосновные породы. На небольшой площади U-Pb и Lu-Hf методами датированы цирконны из тоналитов и кислых вулканитов, для которых для десятков конкордантных цирконов с тонкой осцилляторной зональностью рассчитаны следующие средневзвешенные значения возраста [7]: 3880, 3849, 3816, 3806, 3805, 3803 и 3693 млн лет. Тесное пространственное положение образцов трудно объяснить внедрением порций тоналитовых расплавов. Более вероятным представляется механизм локального частичного переплавления тоналитов под влиянием эндо- и/или экзогенных факторов.

Водлозерский домен как фрагмент палеоархейской коры Карелии был сформирован в интервале от 3.3 до 2.65 млрд лет [8]: 3.3–3.1 млрд лет назад была образована его древняя часть, сложенная тоналитами и трондьемитами с небольшим количеством гранодиоритов и амфиболитов. В интервале 3.0–2.85 млрд лет, отделенного от первого перерывом порядка 100 млн лет, формировались зеленокаменные пояса краевых частей домена, а в его центральных частях одновременно происходило внедрение многофазной интрузии мафитов и даек, сходных по составу с вулканитами обрамляющих зеленокаменных поясов. Позднее, 2.8–2.75 млрд лет назад был сформирован внутрикратонный Маткалахтинский зеленокаменный пояс, демонстрирующий существование стабильного тектонического режима (зрелые осадки пояса соответствуют платформенной ассоциации [9]). Платформенный режим был нарушен импульсом эндогенных процессов: 2.7 ± 0.025 млрд лет назад имели место внедрение санукитоидных и гранитных интрузий и гранулитовый метаморфизм.

Примером значительной протерозойской переработки архейских кратонов является Украинский щит. Его западная часть на 80% сложена гранитоидами с возрастом 1.95 млрд лет с повсеместно присутствующими реликтами архейских пород [10].

Состав. Главными структурами древнейших кратонов являются гранит-зеленокаменные террейны. Они сложены гранитоидами (~ 90%) и зеленокаменными поясами (~ 10%). В разрезах зеленокаменных поясов преобладают высокотемпературные толеит-коматиитовые ассоциации, которые рассматриваются как «океанические плато» или как платформенные трапповые ассоциации (кратон Пилбара). На многих кратонах (Слейв, Йилгарн, Пилбара, Каапвальский, а также Водлозерский домен Карельского кратона) обоснована разновременность формирования зеленокаменных поясов и пород ТТГ. Ключевым элементом состава древних кратонов является ТТГ ассоциация, формирование которой происходило в течение ~1.6 млрд лет (от 4.2 до 2.6 млрд лет). По геофизическим данным, архейские ТТГ на 90–100% слагают среднюю часть коры древних кратонов, что определило стабильность (плавуемость) континентальной литосферы в раннем докембрии. Породы ТТГ ассоциации обладают рядом важных характеристик. (1) Они отличаются объемами и химическим составом от плагιοгранитов офиолитовых комплексов и интрузий, присутствующих на конвергентных границах плит, что свидетельствует о принципиально иных условиях их формирования [11]. (2) Изотопный состав Nd демонстрирует, что, согласно модели эволюции изотопного состава Nd деплетированной мантии, для значительной части ТТГ пород интервал времени между отделением от мантийного источника протолита и его плавлением с образованием тоналитовых расплавов составлял более 50 млн лет [рис. 6 в 8]. (3) Петрологические расчеты показывают, что источником для тоналитовых расплавов являлись мафиты, принципиально отличные от океанических метабазальтов и метабазальтов зеленокаменных поясов. Составы толеитов зеленокаменных поясов отличаются от океанических и островодужных базальтов и являются глубинными магмами – производными плюмов [8].

Геодинамика. Для формирования континентальной коры предложены модель непрерывного роста коры с увеличением массы, модель эпизодического роста и модель неизменности массы коры. Нет единого мнения и о времени окончания процессов формирования древних кратонов [8]. По К. Конди, одни кратоны были сформированы к концу неорархея, тогда как другие, например, Каапвальский, в основном сформировались в мезорархее. Рассматривается несколько геодинамических моделей их образования. Наиболее популярной является плейт-тектоническая модель, в соответствии с которой породы ТТГ серии являются продуктом плавления субдуцирующих океанических базальтов, а зеленокаменные пояса рассматриваются как офиолитовые образования [12]. Как отмечено выше, с такой моделью не согласуются геологические данные (пространственное распределение пород и отсутствие временной взаимосвязи ТТГ ассоциаций с магматизмом зеленокаменных поясов), геохимические характеристики (состав ТТГ протолита и природа базальтов зеленокаменных поясов) и изотопные данные о значительном разделении во времени образования протолита ТТГ пород и его последующего плавления. Исходя из расчетов скорости охлаждения литосферных плит, субдукционная модель требует, чтобы максимальный интервал времени между кристаллизацией базальта в зоне спрединга и его последующим плавлением в зоне субдукции, в течение которого сохраняются необходимые условия для плавления, не превышал 30 млн лет [13].

Наиболее согласующейся с геологическими и изотопно-геохимическими характеристиками пород, слагающих кратоны, является модель, в соответствии с которой основным механизмом роста коры являются многократные внутрикратонные импульсы внедрения основных магм (продуктов частичного плавления плюмов) и их производных – ТТГ расплавов. Многие ТТГ ассоциации современного среза кратонов представляют собой

продукты переплавления более древних ТТГ ассоциаций. Ряд аспектов подобной модели рассматривался ранее [14–17].

Работа выполнена при финансовой поддержке Отделением наук о Земле (программа ОНЗ-6) и Российским фондом фундаментальных исследований (грант РФФИ-11-05-90417-Укр-ф-а.)

Литература

1. Хаин В.Е. // Вестн МГУ. Сер. 4, геол. 2000. № 4. С. 13–24.
2. Bleeker, W. // Lithos. 2003. V. 71., P. 99–134.
3. Hoffman P.F. Supercontinents. Encyclopedia of Earth System Science. V. 4. London: Academic Press. 1992. P. 323–328.
4. Mertanen S., Korhonen F. // Precambrian Res. 2011. V. 186. P. 193–204.
5. O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K. // Science. 2008. V. 321. P. 1828–1839.
6. O'Neil J., Maurice C., Stevenson R.K. et al. // Earth's Oldest rocks. Amsterdam, etc.: Elsevier. 2007. P. 219–250.
7. Hiss J., Bennett V.C., Nutman A.P., I.S. Williams. // Geoch. Cosm. Acta. 2009. V. 73. N 15. P. 4489–4516.
8. Вревский А. Б., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев С. Б., Коваленко А. В., Арестова Н. А. // Геотектоника. 2010. № 34. С. 1–19.
9. Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–41.
10. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Киев: Наукова думка. 2005. 240 с.
11. Чекулаев В. П. // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2009. С. 176–179.
12. de Wit M.J. // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. 2004. P. 599–614.
13. Thorkelson D.J., Breitsprecher K. // Lithos. 2005. V. 79. P. 25–41.
14. Atherton M.P., Petford N. // Nature. 1993. V. 362. P. 144–146.
15. Condie K.C. // Lithos. 2005. V. 80. P. 33–44.
16. Petford N., Gallagher K. // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 93. P. 483–499.
17. van Kranendonk M.J. // Earth's Oldest Rocks. Amsterdam, etc.: Elsevier. 2007. P. 1105–1116.

ПОБУЖСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС УКРАИНСКОГО ЩИТА – ПРИМЕР ПАЛЕОАРХЕЙСКОЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ, ПЕРЕРАБОТАННОЙ АРХЕЙСКИМИ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИМИ ЭНДОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

С.Б. Лобач-Жученко¹, В.В. Балаганский², Ш.К. Балтыбаев¹, Л.М. Степанюк³,
К.И. Лохов^{4,5}, М.Ю. Корешкова⁵, Е.В. Бибикова⁶, А.В. Юрченко¹, Ю.С. Егорова¹,
Н.А. Бережная⁴, Е.С. Богомолов⁶

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

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; ³Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН, Киев, Украина; ⁴Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург; ⁵Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; ⁶Институт геохимии и аналитической химии, Москва)

Побужский гранулитовый комплекс (ПГК), также известный как "Днестровско-Бугский блок" [1], расположен на юго-западе Украинского щита (УЩ) и охватывает Приднестровье, Верхнее Побужье и значительную часть Среднего Побужья [2]. Становление и переработка ПГК происходили на протяжении почти 2 млрд лет: от палеоархея до палеопротерозоя [3–5]. Доминирующими породами ПГК являются гнейсоэндрбиты, около 10% занимают основные–ультраосновные породы и глиноземистые гнейсы. В настоящее время в истории ПГК геологическими и изотопными методами (U-Pb–SIMS и Lu-Hf по цирконам) выделяются следующие этапы:

(1) Эоархейский этап: 3.7–3.6 млрд лет. Становление протолитов гнейсоэндрбитов [4, 6; настоящая работа]. Эти древнейшие значения возраста установлены в ядрах зерен циркона. По представлениям И. М. Лесной и Е. В. Бибиковой [4, 7], палеоархейские значения отвечают возрасту протолита гнейсоэндрбитов, представленного ранее тоналитом. В участках гнейсоэндрбитов, в которых были обнаружены цирконы с палеоархейскими ядрами, сохраняются реликты ранних плоскостных структур – сланцеватости и мигматитовой полосчатости северо-западного простирания при близком к вертикальному залегании, причем для них характерна крутая линейность. Минеральные

ассоциации пород свидетельствуют о формировании этих ранних структур при высоких P - T -параметрах.

(2) Ранний палеоархейский этап: 3.6–3.4 млрд лет. Эволюция ПГК в этот период изучена недостаточно. Неясно, например, имел ли место активный магматизм, в том числе нескольких генераций гнейсоэндрбитов? Такой вывод следует из результатов измерения возраста цирконов [8], но остается сомнение – не отражают ли некоторые U - Pb датировки изменение эоархейских цирконов при наложенном метаморфизме?

К этому интервалу времени относится формирование ультраосновных и основных пород. Ультрамафиты представлены пироксенитовой дайкой, секущей гнейсоэндрбиты с реликтами палеоархейских цирконов и северо-западной ориентировкой структур, и включениями флогопитового лерцолита и метапироксенитов в гнейсоэндрбитах с возрастом 3.1 млрд лет, расположенных в сдвиговой зоне [8]. Включения ультрамафитов сложены ассоциациями $Phl-Ol-Cpx-Opx$, $Sp-Cpx-Prg$ и $Phl-P1-Opx$ и, предположительно, являются фрагментами интрузивного тела. Замещение диопсида паргаситом и появление слюды, вероятно, связаны с наложенными метаморфизмом и метасоматозом. Метаортопироксениты содержат цирконы, U - Pb возраст которых варьирует от 3.45 до 2 млрд лет. Согласно изотопной Hf - Nd -систематике цирконов и породы в целом, цирконы с возрастом 3.4 млрд лет являются метаморфическими (рис., А).

(3) Поздний палеоархейский этап: 3.4–3.2 млрд лет. Формирование супракрустальных пород, представленных кристаллосланцами и мономинеральными, гранат-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами, протолитами которых являются коматииты, базальты, песчаники и железистые кварциты. Изученные нами разрезы соотносятся с разрезом тывровской толщи (нижняя часть днестровско-бугской серии) [10]. Нижняя возрастная граница супракрустальных пород устанавливается по возрасту детритовых цирконов в кварцитах, конкордантные значения возраста которых варьируют от 3.8 до 3.5 млрд лет [6]. Верхняя возрастная граница этих пород определяется присутствием ксенолита кристаллосланца в гнейсоэндрбитах с возрастом 3.1 млрд лет [11]. Nd модельный возраст (t_{DM}) метаосадков отвечает интервалу 3.5–3.4 млрд лет [5, 12]. Изотопный состав Nd и химический состав метаосадков указывают на их терригенную природу, причем главным источником терригенного материала служили древние гранитоиды. Геохимические критерии свидетельствуют о мелководных условиях седиментации. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации, часть из них существенно изменила исходный состав. Природа протолита устанавливается по наименее измененным образцам, что наиболее четко демонстрируется содержанием и характером распределения $R3Э$ в наименее измененных коматиитах.

(4) Ранний мезоархейский этап: 3.1 млрд лет. Кристаллизация гнейсоэндрбитов в условиях сильных деформаций и гранулитового метаморфизма [8]. Магматическая природа цирконов с возрастом 3.1 млрд лет определяется их изотопным составом Hf (рис., Б).

(5) Поздний мезоархейский этап: 3.0–2.8 млрд лет. Повсеместно и сильно проявленные эндогенные процессы, выраженные деформациями и метаморфизмом гранулитовой фации, а также внедрением эндрбитов. Имеются обширные U - Pb изотопные данные для цирконов, которые вместе с особенностями их внутренней структуры и составом твердофазных включений свидетельствуют об их образовании как при гранулитовом метаморфизме, так и об участии расплавов при их кристаллизации. Присутствие магматических цирконов с возрастом около 2.8 млрд лет в более древних эндрбитах поддерживается и данными об изотопном составе Hf (рис., Б). Наряду с этим имело место внедрение массивов эндрбитов (например, в районе Кошаро-Александровки) [12].

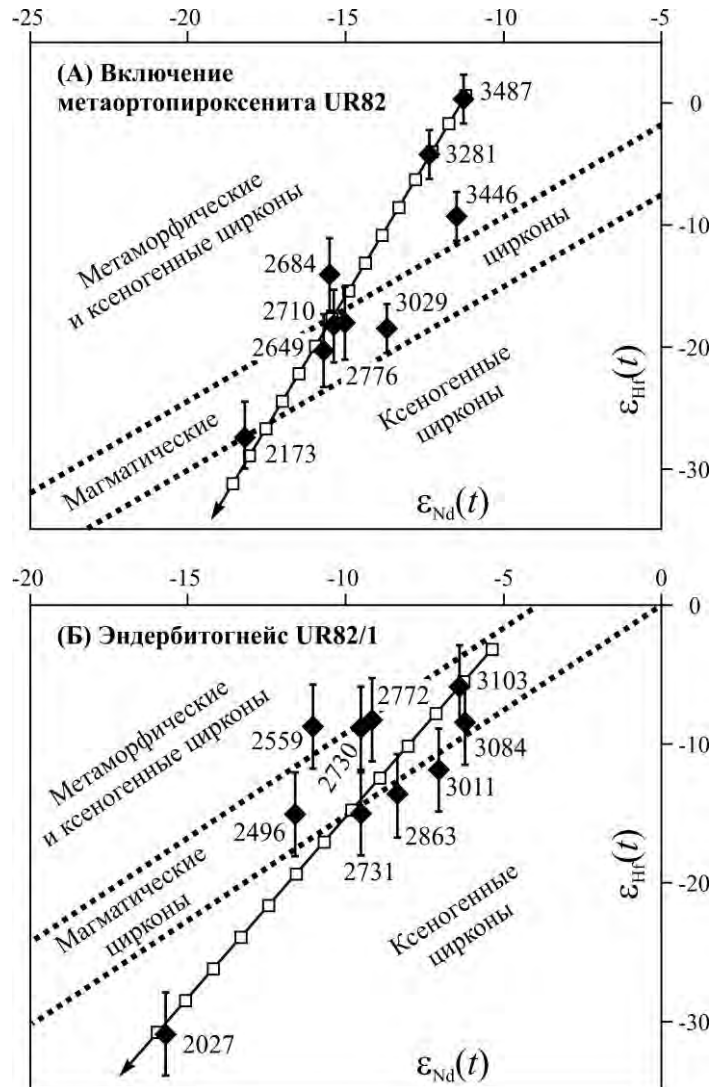


Рис. Положение цирконов из включения метаортопироксена (А) и гнейсоэндербита (Б) на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Hf}$.

Четырехзначные цифры – возраст циркона (млн лет); поля типов цирконов выделены по методике К.И. Лохова [9]; тренд, обозначенный белыми квадратами (шаг – 100 млн лет), отражает омоложение исходных цирконов с возрастaми 3500 (А) и 3200 (Б) млн лет за счет термических потерь свинца.

(6) Ранний палеопротерозойский этап: 2.5–2.2 млрд лет. Наиболее ранние события палеопротерозоя – накопление на глубоко эродированном фундаменте супракрустальных пород бугской серии. Низы серии сложены мономинеральными (аренитовыми) кварцитами, выше залегают гнейсы различного состава, в том числе высокоглиноземистые. Завершается разрез карбонатными породами (доломитами, мраморами и кальцифирами) и графитсодержащими сланцами.

(7) Поздний палеопротерозойский этап: 2.0–1.95 млрд лет. Последний мощный этап проявления эндогенных событий в пределах развития пород ПГК: внедрение мафитовых

даек и их структурно-метаморфическая трансформация в кристаллосланцы (1950 ± 10 млн лет [13, 14]). Внедрение жил пегматоидных гранитов, метаморфизм высоких ступеней и деформации пород бугской серии и архейского комплекса. Формирование чарнокитов и антипертитовых эндербитов [12, 15, 16].

Одним из наиболее важных и нерешенных вопросов эволюции ПГК является более детальное разделение неоархейского и палеопротерозойского событий. В результате одного из последних и главных этапов деформаций супракрустальные породы днестровско-бугской серии на изученной территории приобрели линзовидно-полосчатое строение субширотного простирания и практически вертикальное падение с развитием крутой минеральной и агрегатной линейности. Это указывает на широкое проявление процессов пластического сдвигового течения с образованием серии сдвиговых зон (*shear zones*), в которых все как ранние, так и поздние линейные элементы переориентируются вдоль направления сдвигового течения, а ориентировка плоскостных элементов почти полностью приближается к таковой плоскости сдвигового течения. Именно такую ориентировку имеет полоса гнейсов-эндербитов с возрастом 3.1 млрд лет, в которой эти породы сильно рассланцованы и которая по этой причине интерпретируется как сдвиговая зона. Субширотную ориентировку также имеют и палеопротерозойские сдвиговые зоны, развитые в породах бугской серии. Такое наследование ориентировок обычно для неоднократно и интенсивно деформированных пород в условиях глубокого метаморфизма: образовавшаяся когда-то структурная анизотропия пород, ярко выраженная в предпочтительной ориентировке породообразующих минералов, обуславливает высокую вероятность активизации уже имеющихся плоскостных и линейных структурных элементов, а не появления новых с резко отличными ориентировками. С этих позиций наиболее радикальная смена ориентировок структурного плана деформаций произошла на самых ранних этапах развития ПГК, установление же точного возрастного рубежа смены структурного плана требует дополнительных исследований.

Одной из главных проблем при установлении возраста породы или процесса является интерпретация значений U-Pb возраста цирконов. Так как преобладающая их часть является дискордантными, то необходима разработка критериев, позволяющих бы построить тренды потерь Pb конкретными древнейшими магматическими цирконами под воздействием мезоархейских, неоархейских и палеопротерозойских термальных событий (по отдельности для каждого из этих событий) с использованием Lu-Hf анализа и содержаний РЗЭ в цирконах.

Работа выполнена при поддержке программой ОНЗ-6, РФФИ (грант 11-05-90417-Укр-ф-а) и СПбГУ (грант 3.36.86.2011).

Литература

1. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: Изд. ТзОВ "ЗУЦК". 364 с. 2. Лазыко Е.М. и др. Нижний докембрий западной части Украинского щита. 1975. Львов. 239 с. 3. Степанюк Л.М. Геохронология докембрия Западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой). Автореф. дисс. ... уч. степ. докт. геол. наук. Киев. 2000. 34 с. 4. Claesson S., Bibikova E., Bogdanova S., Skobelev V. // European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, Memoir 32. 2006. P. 645–654. 5. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Бережная Н.А. и др. // Доклады РАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 659–663. 6. Бибикина Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. // Геохимия. 2012 (в печати). 7. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. Киев: Наук. думка. 1988. 133 с. 8. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н. и др. // Минералогический журнал (Киев). 2011. Т. 33. № 1. С. 3–15. 9. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. // Региональная геология и металлогения. 2009. Т. 38. С. 62–72. 10. Есичук К.Е., Клочков В.М., Шварц Г.А., Безвинный В.П. Стратиграфия // Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. 2008. Донецк: Изд-во "ВЕБЕР". С. 42–72. 11. Lobach-Zhuchenko S., Bibikova E., Balagansky V. Metasediments of the Palaeoarchaeon Dniester-Bug Suite of the South-Western Ukrainian Shield: composition, age, and sources // EGU General Assembly 2012. Geophysical Research Abstracts. V. 14. EGU2012–2282. 12. Лесная И.М., Плоткина Т.Э., Степанюк Л.М., Бартницкий Е.Н. // Геохимия и рудообразование. 1995. №

21. С. 56–69. 13. Степанюк Л.М. // Минералогический журнал. 1996. Т. 18. № 4. С. 10–19. 14. Пономаренко А.Н., Степанюк Л.М., Довбуш Т.И., Щербина О.И. // Изотопные системы и время геологических процессов. Т. II. СПб.: ИГГД РАН. С. 88–91. 15. Степанюк Л.М. // Минералогический журнал. 1998. Т. 20. № 2. С. 68–73. 16. Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Т.И., Пономаренко А.Н. // Сборник научных трудов УкрГГРИ. 2007. № 4. С. 49–55.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ САЛМИНСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Д.К. Лохов¹, И.Н. Капитонов², Е.С. Богомолов³

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, dklhv@yandex.ru;

²Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, ³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург)

Современные методы локального изотопного анализа SIMS, LA-ICPMS позволяют получать принципиально новую информацию об образовании и эволюции горных пород, поскольку, в отличие от TIMS обладают высоким пространственным разрешением (10-20 мкм), соответствующим размерам зон роста минералов. Эти методы позволили получить новый большой объем информации об этапах активизации докембрийских пород и комплексов Балтийского щита. Установлено, что во многих случаях цирконы докембрийского возраста как частично теряют радиогенный свинец, маркируя нижним пересечением дискордии с конкордией реальные фанерозойские события [5, 8], так и происходит образование новых генераций цирконов, маркирующих этапы фанерозойской активизации [2, 3]. На территории Северного Приладожья было установлено, что некоторые магматические породы содержат как древние цирконы с конкордантной U-Pb системой, так и цирконы с нарушенной системой, тем не менее, надежно маркирующие термальные события с возрастом около 400 млн. лет [1].

При датировании поздних мелких интрузивов калиевых гранитов и пегматитов, связанных с Салминским массивом гранитов рапакиви (Хоппунваара, Торпусуу, Ниетъярви), нами было установлено, что помимо субконкордантных цирконов с возрастом в интервале 1480-1520 млн. лет, породы содержат отдельные кристаллы цирконов с возрастом от 230 до 500 млн. лет, которые характеризуются избыточным радиогенным гафнием [6]. Для них значение расчетного модельного возраста по гафнию (T DM Hf) ниже измеренного при помощи U-Pb системы (T UPb), т.е. они имеют низкотемпературный метасоматический генезис [3, 6]. Присутствие в изученных породах новообразованных индивидуальных кристаллов цирконов, и отсутствие структур «древнее ядро – молодая оболочка», оставляет без однозначного ответа вопрос, - являются ли обнаруженные кристаллы новообразованными, не контаминация ли проб это? Тем более, что детальное полевое и петрографическое изучение пород не дает оснований предполагать выраженных вторичных изменений в породах.

Вместе с тем при изучении интрузива топазовых аляскитовых гранитов Торпусуу, в обрамлении Салминского массива также было установлено, что цирконы содержат редкие светлые ядра с магматической зональностью и мощные темные оболочки. Изучение U-Pb системы в них показало, что ядра слегка дискордантны и позволяют получить оценку возраста кристаллизации магматического циркона 1576 ± 82 млн.лет, а преобладающие темные высокоурановые (до 22000 ppm U) оболочки демонстрируют ряд конкордантных значений возраста в интервале от 70 до 560 млн.лет (рис.1).

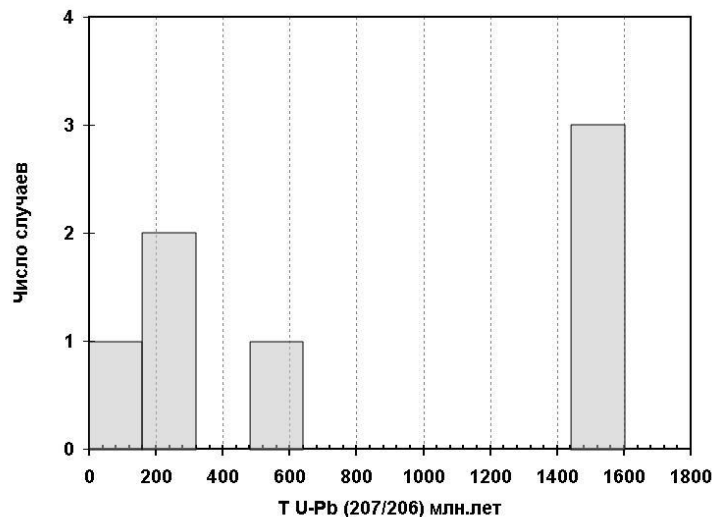


Рис.1. Гистограмма распределения измеренных значений возраста в грантах Торпуссуо.

Для дальнейшего исследования этого феномена мы изучили образцы гранитов рапакиви Салминского массива I и II фаз внедрения в непосредственной близости от упомянутых объектов. Породы не несут никаких видимых следов изменений, однако мы специально предприняли поиск внешних оболочек цирконов и получили следующие результаты: 1). в породах содержатся кристаллы цирконов, как правило, со структурой «низкоурановое ядро (30-50 ppm) – относительно высокоурановая оболочка (150-600 ppm)». Измерения при помощи SIMS SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ показали, что все они субконкордантны, содержат менее 0,7% обыкновенного ^{206}Pb , и характеризуются типичной для магматических пород величиной $\text{Th}/\text{U}=0.4-0.8$. По ним возможно рассчитать значение возраста 1541 ± 12 млн. лет (средневзвешенное $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), что полностью соответствует данным полученным при помощи ID TIMS [7]; 2). В немногочисленных кристаллах цирконов из гранитов I фазы внедрения удалось обнаружить тонкие (менее 10 мкм) темные в катодолуминисценции оболочки. Их изучение показало, что все они высокоурановые (4500-9500 ppm), сильно дискордантны, содержат от 0,7 до 40% обыкновенного ^{206}Pb , и характеризуются пониженной величиной $\text{Th}/\text{U}=0.09-0.15$.

Полученные U-Pb данные формируют дискордию с пересечениями 444 ± 15 и 1540 ± 15 млн. лет (Рис.2). Нижнее пересечение, на наш взгляд, отвечает реальному геологическому событию, которое не было датировано ранее методом TIMS, по-видимому, из-за сознательной дискриминации измененных фаз циркона. Высокоурановые тонкие оболочки цирконов, скорее всего, были практически полностью перекристаллизованы в ходе термального события каледонского времени, обнаружение которого становится уже характерным для докембрийских пород Балтийского щита.

Высокоурановые оболочки цирконов в изученных гранитах могли возникнуть на постмагматической стадии флюидно-автометасоматической переработки пород. Это предполагает миграцию во флюидной фазе высокозарядных элементов – циркония и гафния, для чего требуются водно-галогеновые флюиды. Наличие мощных новообразованных оболочек цирконов в топазовых гранитах Торпуссуо подтверждают это.

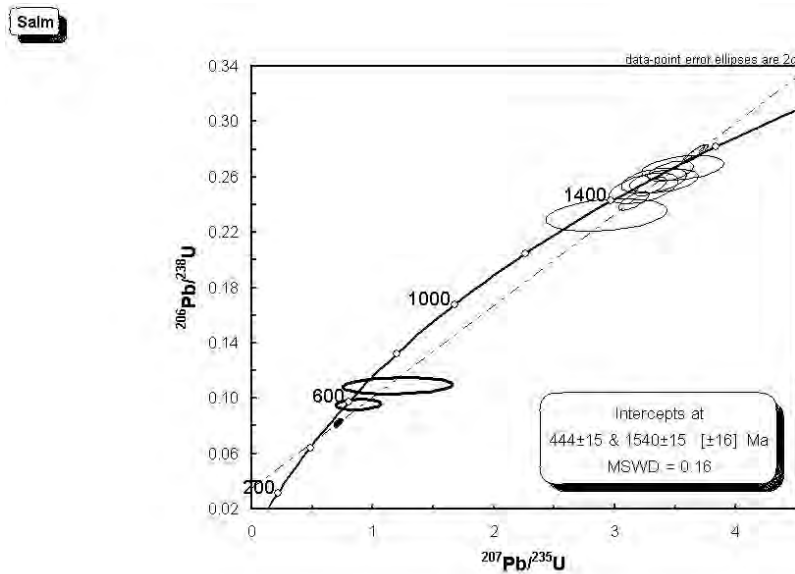


Рис.2. Диаграмма Аренса – Везерилла для цирконов из пород Салминского массива гранитов рапакиви.

Жирными линиями обозначены эллипсы ошибок для тонких внешних высокоурановых оболочек цирконов.

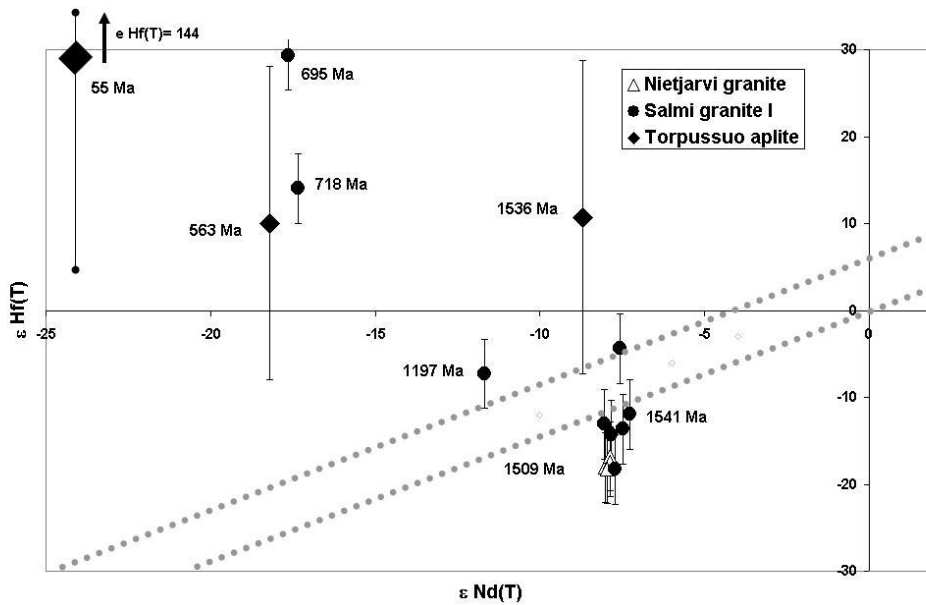


Рис.3. Изотопная Hf-Nd систематика гранитов.

Пунктирными линиями показана полоса корреляции для магматических пород «terrestrial array» (ТА).

Циркуляция таких флюидов в том числе и вне массивов гранитов должна способствовать привнесу в граниты радиогенного гафния из древних вмещающих пород, высвобождающегося из минералов с высоким Lu/Hf отношением (апатит, гранат) при их

перекристаллизации. Изучение Lu-Hf системы в цирконах подтверждает эту точку зрения (рис.3). Все внешние высокоурановые зоны роста цирконов демонстрируют избыточный радиогенный гафний, доказывающий их метасоматический генезис. Внутренние «нормально-магматические» зоны цирконов Салминского массива, как и массивов Ниятъярви и Торпуссуо в пределах ошибки принадлежат области корреляции магматических пород (ТА), следовательно, они действительно являются магматическими и их U-Pb возраст отвечает времени кристаллизации гранитов [4].

Полученные данные убедительно показывают, что докембрийские породы Балтийского щита подвергались активизации не только в каледонское время, но и при более поздних событиях фанерозойского времени, возможно, вплоть до конца мезозоя.

Работа была выполнена при поддержке гранта СПбГУ 3.37.86.2011.

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А., Левский Л.К., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. // Докл. Акад. Наук, 2005, т.402, №6, с.1-4.
2. Гольцин Н.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Полеховский Ю.С., Лобиков А.Ф., Сергеев С.А. // Региональная геология и металлогения, 2010, №41, с.66-79.
3. Палеопротерозойская Онежская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) отв. ред. Л.В.Глушанин, Н.В.Шаров, В.В.Щипцов. Петрозаводск, изд. Карельского научного центра РАН, 2011, 432 с. ISBN 978-5-9274-0456-8, с. 297-313.
4. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. // Региональная геология и металлогения, 38, 2009, с.62-72.
5. 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.647-659.
6. Sundblad K., Lokhov D.K., Lokhov K.I., Sergeev S.A., Kapitonov I.N., Ivaschenko V.N. // Материалы XVIII Международной конференции «Рудный потенциал Щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма», Москва-Минск 9-16 сентября 2011, Минск «Право и экономика», 2011, с 121-123.
7. Amelin Yu., V., Larin A.M., Tucker R.D. // Contib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353-368.
8. Larson S.A., Tullborg E-L. // Geology, 1998, v.26, p. 919-922.

ПОЛИСТАДИЙНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ ИЗ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (ПО РАЗРЕЗУ ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ)

К.И. Лохов

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
Kirill_Lokhov@vsegei.ru)

Онежская параметрическая скважина (ОПС) была пробурена по проекту Роснедра в 2006-2008 гг. на Заонежском полуострове с целью получения полного разреза палеопротерозоя Онежской структуры. Полученный керн был детально изучен, в частности, и изотопными методами в ЦИИ ВСЕГЕИ [4]. Кроме геохронологических исследований пород ОПС по цирконам, были осуществлены изотопно-геохимические исследования Lu-Hf системы в цирконах с целью ее сопоставления с Sm-Nd системой в породах для определения генезиса цирконов по методике [3].

Изучение цирконов из плаггиомикроклиновых гранитов фундамента, вскрытого ОПС, показало, что даже в наименее измененных породах цирконы испытали как частичную потерю радиогенного свинца, так и происходило образование новых генераций (структуры ядро-оболочка) при, не менее чем двух, стадиях преобразования породы (рис. 1).

По ядрам цирконов возможно построить дискордию с параметрами 2820 ± 3 и 50 ± 50 млн.лет. Сопоставление изотопного состава гафния в цирконах и неодима в породах показывает, что значение возраста около 2820 млн.лет может отвечать времени магматического этапа образования гранитов, поскольку соответствующая фигуративная точка принадлежит полосе корреляции «terrestrial array» (ТА) (Рис.2).

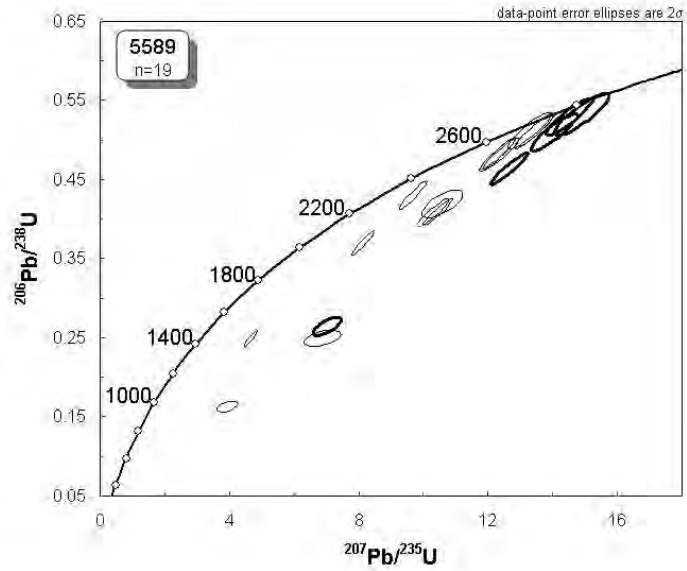


Рис.1. U-Pb в цирконах из гранито-гнейсов фундамента. Жирными обозначены эллипсы ошибок для ядер цирконов с магматической зональностью.

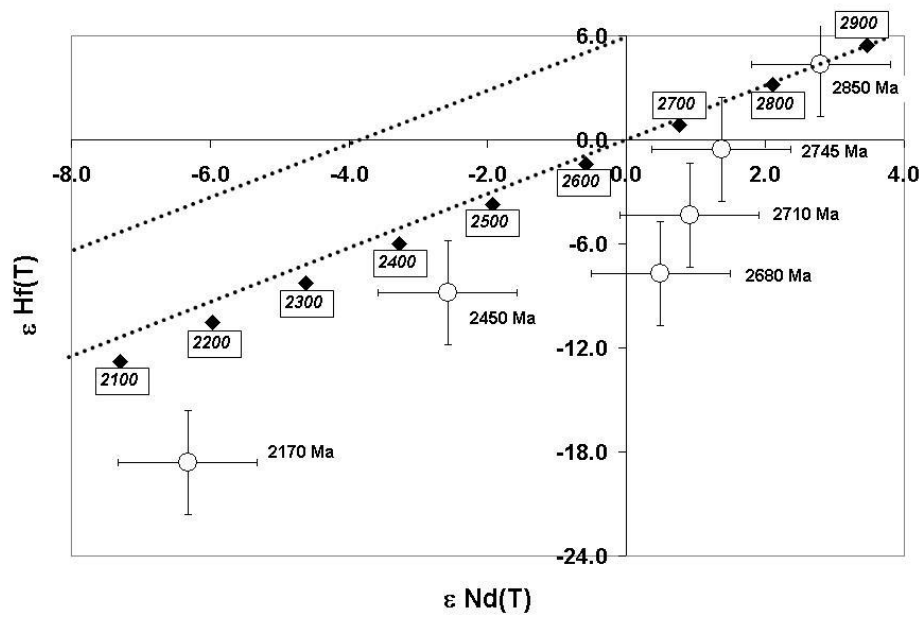


Рис.2. Изотопная гафний-неодимовая систематика для плаггиомикроклиновых гранито-гнейсов. Пунктиром обозначена полоса корреляции для магматических пород ТА.

На графике $\epsilon\text{Nd}(T)$ - $\epsilon\text{Hf}(T)$ показана траектория, по которой изменяются соответствующие расчетные параметры для этой породы при омоложении возраста за счет термических потерь свинца (ромбы с указанием значения возраста, для которого осуществлен расчет: курсивом в рамках). Положение ряда фигуративных точек ниже этой линии показывает, что оболочки цирконов испытали не только потерю радиогенного свинца, но и перекристаллизацию с захватом нерадиогенного гафния, что означает вовлечение в метаморфические преобразования более древних пород, чем вскрытые ОПС плагиомиоклиновые граниты.

В вулканитах людиковия из ОПС содержатся: а). дискордантные цирконы по которым возможно оценить, что потери радиогенного свинца происходили в фанерозойское время в несколько этапов (рис.3); б). новые генерации кристаллов цирконов, причем точность определения возраста при помощи SIMS SHRIMP не позволяет сделать однозначный вывод существуют ли группы конкордантных цирконов, фиксирующих геохронологические рубежи 148, 165, 200, 300 и 650 млн.лет, или эти цирконы принадлежат к единой дискордии с параметрами 154 ± 6 и 619 ± 54 млн.лет. Подобное омоложение известно в некоторых частях Балтийского щита [4, 7 и др.].

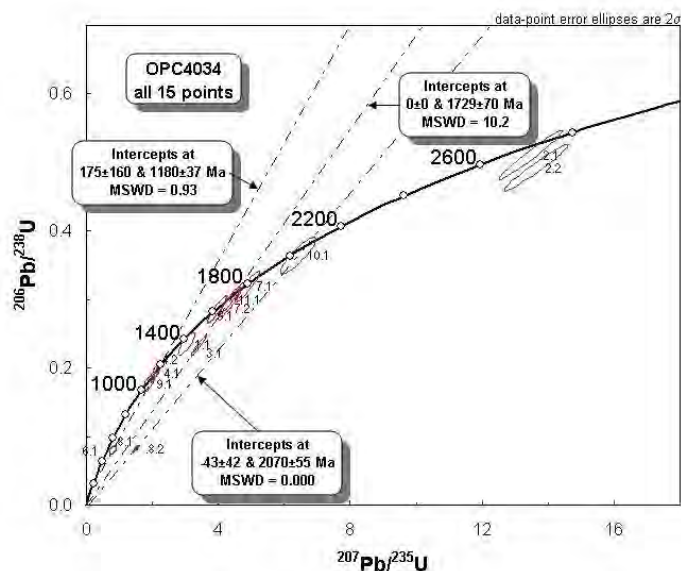


Рис.3. U-Pb система в цирконах из вулканитов людиковия.

Изучение Lu-Hf системы в этих цирконах из вулканитов показывает, что существует несколько возрастных групп цирконов, в которых содержится избыточный и последовательно все более радиогенный гафний. Эти цирконы могли образоваться при низкотемпературных флюидно-метасоматических процессах, при которых происходила перекристаллизация минералов вулканогенно-осадочной толщи с величиной отношения Lu/Hf около 0,15 (Рис.4). Этими минералами вероятнее всего являются фосфаты терригенных пород людиковия, т.е. образованные около 2000 млн.лет тому назад. Наличие мощной толщи солей в основании палеопротерозоя в разрезе ОПС [4] определяет циркуляцию в породах водно-галогеновых флюидов, обеспечивающих эффективный транспорт высокозарядных элементов: циркония и гафния [1, 2, 6, и др.]. Цирконы с

избыточным радиогенным гафнием, для которых значение расчетного модельного возраста по гафнию ($T_{DM\ Hf}$) менее измеренного при помощи U-Pb системы (T_{UPb}), маркируют фанерозойские этапы низкотемпературных метасоматических преобразований палеопротерозойских пород в пределах Онежской структуры.

Наличие солей в основании разреза палеопротерозоя Онежской структуры, обеспечивших циркуляцию водно-галогеновых флюидов определяет то, что именно в ней наиболее контрастно фиксируются этапы фанерозойских событий, в то время как в архейских гранитоидах и метавулканитах эти события проявлены далеко не всегда и только в виде термических потерь свинца из древних цирконов, что иногда выражается в их дискордантности. Следует ожидать, что в породах, обогащенных галогенами, в частности в дифференцированных литий-фтористых гранитоидах, эти эффекты также достаточно контрастно проявлены.

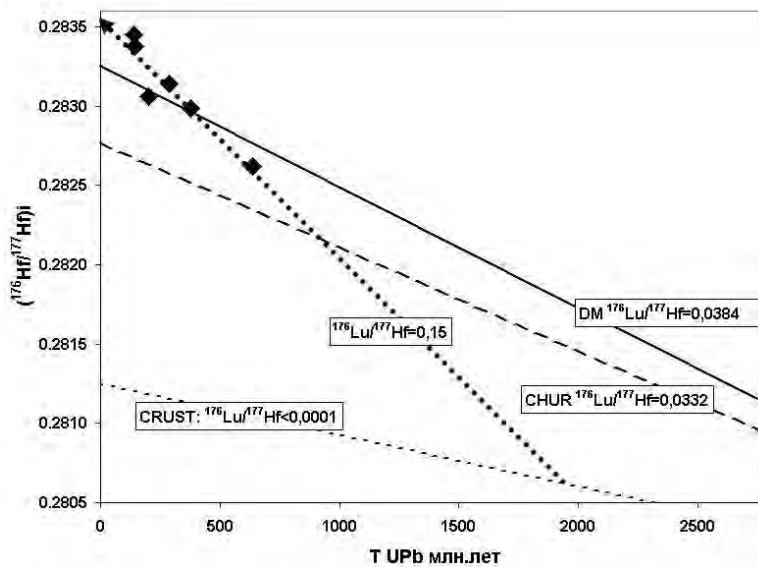


Рис.4. Зависимость изотопного состава гафния в новообразованных цирконах от возраста их кристаллизации.

Работа была выполнена при поддержке гранта СПбГУ 3.37.86.2011.

Литература

1. Гольцин Н.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Полеховский Ю.С., Лобиков А.Ф., Сергеев С.А. // Региональная геология и металлогения, 2010, №41, с.66-79.
2. Коржинская В.С., Иванов И.П. // ДАН, 1988, т.299, №4, с. 970-973.
3. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. // Региональная геология и металлогения, 38, 2009, с.62-72.
4. Палеопротерозойская Онежская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) отв. ред. Л.В.Глушанин, Н.В.Шаров, В.В.Щипцов. Петрозаводск, изд. Карельского научного центра РАН, 2011, 432 с. ISBN 978-5-9274-0456-8, с. 297-313.
5. 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.647-659.123.
6. Aja S.U., Wood S.A., Williams-Jones A.E. // Applied geochemistry, 1995, v.10, Iss 6, p. 603-620.
7. Larson S.A., Tullborg E-L. // Geology, 1998, v.26, p. 919-922.

ДИНАМИКА СОВМЕСТНОЙ И РАЗДЕЛЬНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОКСИДОВ И СУЛЬФИДОВ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров, Ю.Р. Васильев, А.Т. Титов, А.В. Шихова

(Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, mik@igm.nsc.ru)

Во многих петрографических работах непрозрачные в шлифах минералы объединяются под общим названием «рудные минералы», а их индикаторная роль большинством петрологов практически не используется. Вместе с тем, изучение препаратов в отраженном и проходящем свете и особенно на сканирующем электронном микроскопе дает возможность получить сведения о динамике (механизме и последовательности) кристаллизации отдельных минералов, их парагенетических ассоциаций, пород и руд в целом. Особенно важное значение имеет решение этих вопросов для генетических реконструкций и разработки минералого-геохимических критериев поиска оруденения. Цель сообщения – показать характерные особенности эволюции микроструктуры и состава оксидов и сульфидов в отдельных разновидностях пород и руд трапповой формации Сибирской платформы (СП) и продемонстрировать их возможное индикаторное значение.

Траппы СП уникальны по объему и фациальному разнообразию горных пород и являются одним из примеров крупных изверженных провинций нашей планеты. Становление траппов определило биостратиграфическую границу между палеозоем и мезозоем. В.С.Соболев [1] определил понятие «трапп» как совокупность интрузивных, эксплозивных, эффузивных пород преимущественно основного состава и связанных с ними гидротермальных образований. При вторжении базитовой магмы в слоистые отложения платформенного чехла происходило их взаимодействие, вызвавшее появление и развитие флюидных рудно-магматических систем, с которыми связаны месторождения черных, цветных и благородных металлов и других видов минерального сырья [2].

Главный промышленный интерес представляют связанные с траппами месторождения платинометалльных медно-никелевых руд норильского типа и железных руд ангаро-илимского типа. Месторождения-гиганты цветных и благородных металлов разрабатываются в северной части, а черных металлов – в южной части платформы. Вместе с тем, в обоих районах есть перспективные, но недостаточно изученные новые объекты. В районе Подкаменной Тунгуски в связи с крупно объемными интрузивами траппов в настоящее время нами изучаются рудопроявления, в которых совмещены сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами и медно-железорудные скарновые руды с золотом и серебром.

Несмотря на большой объем информации о траппах СП, причины минерального разнообразия связанных с ними руд, а также критерии их магматического и/или метасоматического генезиса остаются дискуссионными. Практически не обобщены сведения о типоморфизме главных рудных минералов – сложных оксидов и сульфидов. Слабо изучены вариации состава и микроструктуры этих минералов в разных типах пород, в разных минеральных ассоциациях сульфидных и оксидных рудных залежей. До сих пор не доказано, есть ли качественные отличия фоновых акцессорных и породообразующих ассоциаций сульфидов и оксидов от аномальных (рудных) скоплений. Не являются исключением в этом отношении месторождения норильского типа, в которых при всесторонней изученности сульфидных медно-никелевых, платинометалльных, самородных и других групп рудных минералов [3,4], оксиды железа и титана описаны недостаточно, хотя они являются самыми распространенными и весьма информативными минералами. Намеченная нами программа исследования петрологии и рудоносности траппов в

перспективных западных районах СП включает рассмотрение этих дискуссионных вопросов.

В трапах исследуемых районов имеется все структурно-морфологическое разнообразие магматических генераций оксидов и сульфидов, характерное для толеит-базальтовых магм. В дайках и мелких послонных телах проявлена зависимость формы выделений минералов от скорости остывания расплава. В приконтактовой зоне закалки тонкая вкрапленность рудных минералов расплылена в стекловатой силикатной массе, причем микросферы сульфидов не контактируют с изометричными зернами ульвошпинели и призматическими зернами ильменита. В следующей от контакта зоне скелетной кристаллизации преобладают ромбоэдрические дендриты ильменита и кубооктаэдрические агрегаты титаномагнетита. Еще дальше они сменяются каркасными и футлярными смешанными кристаллами, сочетаниями ортогональных и неправильных крестообразных реберных пучков. В обоих случаях округлые выделения сульфидов либо соприкасаются с индивидами оксидов, либо обособлены среди пироксен-полевошпатовых микролитов. В участках равномернoзернистой полнокристаллической структуры размер вкрапленников оксидов и сульфидов увеличивается, они образуют совместные сидеронитовые агрегаты среди силикатов.

Кристаллизация магматических расплавов начинается с перераспределения элементов между силикатной и оксидно-сульфидной фракциями. Дальнейшее переуравновешивание составов происходит при разделении внутри оксидно-сульфидных жидкостей и последующих реакциях распада многочисленных твердых растворов. В пикродолеритах преобладают хромшпинелиды (система Mg-Fe-Al-Cr-O), а во всех разновидностях толеитов – соединения системы Fe-Ti-O с примесями Mn, Mg, V, Zn и других элементов. Экссолуционные фазы выделяются на межзерновых, межблочных границах или внутри зерен путем гомогенного и гетерогенного зарождения. Наиболее сложный узор ступенчатого распада характерен для оксидных твердых растворов, который контролируется не только первичным составом кубических и ромбоэдрических фаз, но и изменением потенциала кислорода в связи с понижением температуры. Изменчив микроструктурный облик и в разных по размеру кристаллах. Так, в мелких зернах проявлены только сэндвич-срастания ильменита с ульвошпинелью, которая имеет тонкую тканевую микроструктуру. В титаномагнетитах среднезернистых офитовых долеритов можно наблюдать чередование ильменитовых и магнетитовых частиц, а в крупных гнездах проявлено все разнообразие интерстициальных и эндотаксиальных частиц. Выделившиеся первыми пластинки ильменита длиной до миллиметра и шириной в десятки микрон образуют грубую косоугольную решетку в магнетитовой матрице, окаймляются частицами шпинели. Внутри они содержат частицы рутила и гематита, выделившихся на последующей ступени распада. В промежутках пластинок ильменита первой генерации при большом увеличении распознаются тонкие ламели второй и третьей генераций, также окаймленных все более мелкими частицами шпинелей. Изучение на сканирующем микроскопе с энергодисперсионной приставкой частиц разного размера показывает, что при распаде твердых растворов в матрице магнетита быстрее диффундируют титан, магний, цинк, медленнее – алюминий и ванадий.

Самопроизвольный распад оксидных твердых растворов усиливается при гидротермальных наложениях, которые вызывают также перекристаллизацию ламелей, извлечение изоморфных примесей. На границе с биотитом и актинолитом обнаружены бадделейт и циркон, что предполагает их образование за счет миграции примеси циркония из ильменита. При гистерогенном разложении железистых силикатов формируется тонкая сыль магнетита и ильменита, вместе с серпентинитом и хлоритом. В зонах альбитизации и хлоритизации происходило растворение магнетита, сохранялась только решетка ильменита

с титанитом и гематитом, формировались агрегатные псевдоморфозы. Здесь же привнос серы привел к кристаллизации моноклинного пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, аргентита, блеклых руд вместе с кварцем, кальцитом и другими. В гидротермальных парагенезисах магнетит не содержит изоморфных примесей, а наблюдаемая местами зональность его кристаллов обусловлена включениями сосуществующих силикатов.

В большинстве изученных полнокристаллических пород траппового комплекса позднемагматические оксидные и сульфидные твердые растворы пространственно совмещены. По экспериментальным данным и наблюдениям в аншлифах оксидные твердые растворы затвердевают при более высокой температуре. Сульфиды обособляются в сульфидно-оксидном расплаве в виде моносульфидного, промежуточного, хизлевудитового, борнитового, кубанитового и других твердых растворов, распад которых происходит до самых низких температур. Вероятно из-за несмесимости и неодинаковых температур затвердевания промежуточный пентландит-пирротинный твердый раствор, устойчивый в интервале 980-840°C, чаще наблюдается в более высокотемпературных обогащенных оливином породах, а кубанит-халькопиритовый, выделяющийся в интервале 900-820°C, преобладает среди лейкократовых диопсид-полевошпатовых дифференциатов.

Известные по литературным данным и установленные нами связи между силикатными, оксидными, оксидно-сульфидными и сульфидными ассоциациями могут стать основой для разработки критериев генезиса и типоморфизма рудной минерализации в траппах, путей ее трансформации на разных стадиях магматического и послемагматического этапов. Морфология зерен и агрегатов оксидных и сульфидных твердых растворов служит показателем изменения температуры кристаллизации. Облик продуктов распада отражает скорость диффузии элементов-примесей в кристаллической решетке магнетита, пирротина и других минералов, составляющих основу (матрицу) твердых растворов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 12-05-00798.

Литература

1. *Соболев В. С.* Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Изд-во Главного управления Севморпути, 1936. 173 с.
2. *Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / В. Н. Шарпов, А. С. Борисенко, М. П. Мазуров и др.*; отв. ред. Г. В. Поляков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 409 с.
3. *Генкин А. Д., Дистлер В. В., Гладышев Г. Д. и др.* Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
4. *Спирidonov Э. М., Гриценко Ю. Д.* Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

В.П. Макаров

(Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, litolog@msgpa.ru)

Согласно [1] выделяются карбонатиты кальцит-альбитовой и полевошпат-кальцитовой (высокотемпературных, магматических) и хлорит-серицит-анкеритовой и амфибол-доломит-кальцитовой (низкотемпературных) фаций. При решении проблемы по литературным данным изучены поведение $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ кальцитов (*Cc*) в ряду карбонаты экзогенные-метаморфизованные (как эталоны)-карбонатиты. Для экзогенных кальцитов-органогенных (морских, озерных, речных) и диагенетических (конкреций, сталактитов, сталагмитов, травертинов и пр.) характерно с частым проявлением диффузия газов изотопное равновесие *Cc* с фазами $*CO_2-H_2O*$, $*CO_2-CO_2*$, $*CH_4-H_2O*$, $*CH_2O-CH_2O*$ (*-обменивающийся элемент). Для метаморфизованных пород с известной изначально известняковой природой-мраморов и скарнов примерно до 500°C типичен парагенезис *Cc*-

CO₂-CO₂, при $T > 500^\circ\text{C}$ - Cc-*CH₄-CO₂*. В других породах (кальцифиры, гидротермальные Cc, низкотемпературные карбонатиты, кимберлиты, пр.)- парагенезис (гидротермальный) Cc-*CO₂-H₂O*. При изучении магматических карбонатитов анализировались зависимости:

1). Диаграммы $\delta^{13}\text{C} = s\delta^{18}\text{O} + A$. Результаты отражены в таблице. Типичны парагенезисы Cc-*CO₂-CO₂* (менее) и Cc-*CH₄-CO₂* (более высокотемпературный).

Таблица 1

NN п.п.	Зо- ны	Массив (кол. проб). Регион	Среднее, ‰		T _{обр.} °C принят.	Равновес. компонен.	Изотоп. T _{из.} °C
			$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$			
1	1a	Tororo Hill (10) Уганда	9,13	-2,75		*CO ₂ -CO ₂ *	460
2		Sukula Hill (8) Уганда	9,13	-3,59		*CH ₄ -CO ₂ *	770
3		Panda Hill (8) Танзания	8,68	-4,21		*CO ₂ -CO ₂ *	340
4		North Ruri (7) Кения	19,1	-4,74	>500	*CH ₄ -CO ₂ *	780
5		Monte Verde (6) Ангола	9,12	-4,72		*CO ₂ -CO ₂ *	480
6		Bailundo (7) Ангола	12,67	-4,33		*CO ₂ -CO ₂ *	380
7		Tehivila Bonga (8) Ангола	15,3	-4,33		*CO ₂ -CO ₂ *	330
8	3	Replacment (6) США	7,1	-4,57		*CH ₄ -CO ₂ *	750
9		Oka (11) Канада	7,54	-5,18	420-530	*CO ₂ -CO ₂ *	390
10		Alno (19) Швеция	8,58	-6,42	400-530	*CO ₂ -CO ₂ * *CO ₂ -H ₂ O*	700 420
11		Fen (8) Норвегия	7,71	-5,63	600-700	*CO ₂ -CO ₂ *	700
12	16	Ковдор (35) Кольск.п.в.	8,82	-3,74	420-720	*CH ₄ -CO ₂ * *CO ₂ -CO ₂ *	720 (1 ген) 600 (2 ген)
13		Вуорви Ярви (13) Карелия	11,72	-4,48	420-720	*CO ₂ -CO ₂ * *CO ₂ -H ₂ O*	680 410
14		Томтор (6) Якутия	11,68	-3,9	450-730	*CO ₂ -CO ₂ *	340
15	2	Leacher See Германия	7,4	-7,02		*CH ₄ -CO ₂ *	670
16		Чернигов. зона (33) Украина	10,01	-6,05	600-650	*CH ₄ -CO ₂ * *CO ₂ -H ₂ O*	590- 620 310- 470
17		В.Петропавлов(9) Кузн. Алатау	14,16	-2,61	800-900	*CO ₂ -CO ₂ *	460
18		Харлинский (7) Тува	16,9	-3,36		*CH ₄ -CO ₂ *	550
19		Дубровинское (8)	10,86	-5,3		*CH ₄ -CO ₂ *	430
20		Калианга (36) Уганда	12,95	-0,79		*CH ₄ -CO ₂ *	570
21		Казерере (8) Уганда	19,24	-7,44		-	-
		Средневзвешенное	11,04	-4,01			

Данные таблицы позволяют оценить особенности регионального распределения изотопных составов кальцитов (рис.1) магматических карбонатитов. Здесь возможны два варианта обобщения данных. а) Были составлены выборки только в целом по континентам, отражённые на рис.1А. Выделяются три относительно чёткие зоны распространения карбонатитов: зона 1a (красные кружки) соответствует африканским карбонатитам; зона 1б (красные треугольники) включает несколько иные очаги, но они близки по свойства карбонатитам группы 1a.

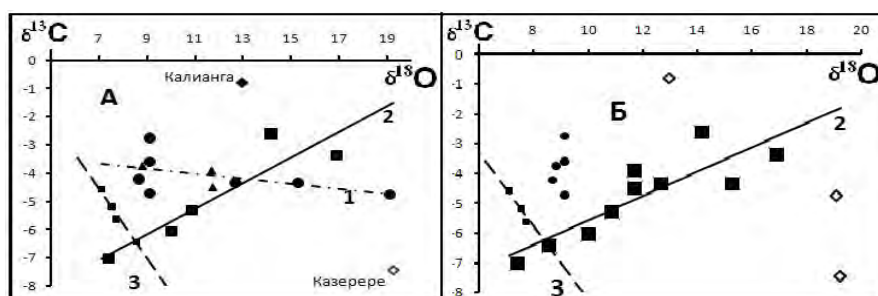


Рис.1. Распределение средних значений изотопных составов углерода и кислорода в карбонатах.

Эти карбонаты слагают месторождения в области древних щитов, хотя среди подобных объектов есть и месторождения (зона 2) с иными свойствами распределения изотопов. Наконец, имеется группа (зона 4) месторождений, не располагающихся в единых геотектонических регионах. Особняком располагаются массивы Калианга (№20) и Казерере (№21). Все это предполагает геодинамический характер изменения величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, отражая внутренние особенности развития регионов и их влияние на формирование массивов карбонатов.

б) Другая схема выделения групп – по особенностям изменения изотопного состава кальцитов (рис.1Б). Распределение групп несколько иное. Полностью сохраняется группа 3, разрушена группа 1, от неё осталось только небольшая группа африканских объектов. В то же время укрепилась группа 2 с параметрами распределений, указанными на рисунке. Поскольку в таблице и на рис.1а и рис.1б приведены средние значения изотопных составов, то эти данные для группы 2, видимо, характеризуют условия в едином по составу источнике, из которого этих карбонаты поступали.

2).С целью анализа состава вещества источников карбонатов были построены компенсационные диаграммы $A = (-\delta^{18}\text{O}_o)s + \delta^{13}\text{C}_o$ (рис.2) (s, A - переменные; $\delta^{13}\text{C}_o, \delta^{18}\text{O}_o$ - состав примесной компоненты). Теоретическая база этой методики отражена в работах [2,3]. Согласно рис.2 все карбонаты легли на одну линию, образуя единое семейство, которое характеризуется параметрами $\delta^{13}\text{C}_o = -4,53\text{‰ PDB}, \delta^{18}\text{O}_o = -20,85\text{‰ SMOW}$. Для сравнения на рис.2А приведены данные для гидротермальных кальцитов (зелёная линия). Диаграммы свидетельствуют о близости источников карбонатов для обеих природных групп. Для карбонатов выявляется наличие очень лёгкого кислорода, тогда как для углерода характерен стандартный изотопный состав, типичный для многих карбонатных объектов земной коры.

3). Положение карбонатов отражает табл.2 и рис. 2Б. Эти данные позволяют через уравнение бикомпенсации вида $\delta^{13}\text{C}_o = g \delta^{18}\text{O}_o + G$ установить состав вещества в источнике более глубокого уровня. В результате построения графиков по данным табл.2 на рис. 2Б выявляются две генетические линии (два надсемейства) с параметрами: линия 1, включающая и карбонатит (на рис.3 выделен квадратиком), $\delta^{13}\text{C}_o = 0,061\delta^{18}\text{O}_o - 3,14$; для второй линии $\delta^{13}\text{C}_o = -0,278\delta^{18}\text{O}_o - 13,3$. В табл. 2 им соответствуют зоны 1 и 2.

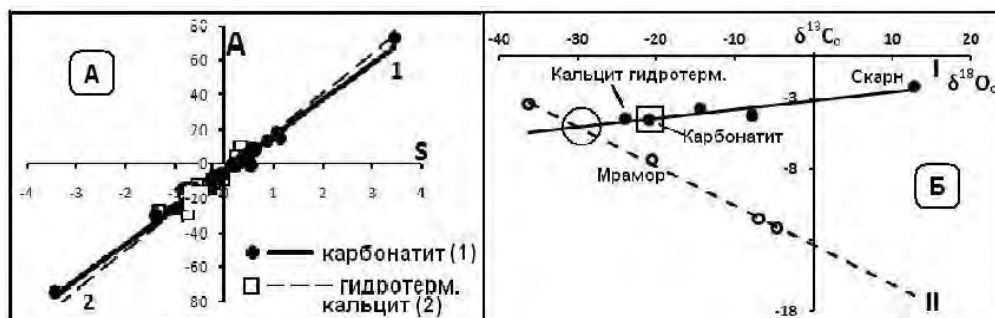


Рис.2. Диаграммы компенсаций по карбонатам. А-диаграмма; Б- диаграмма бикомпенсаций по карбонатным породам различной природы.

В предположении равновесия с H_2O^* и CO_2 надсемейство 1 соответствует $T \approx 180^\circ C$. При тех же условиях для надсемейства 2 $T \approx 270^\circ C$. Тогда состав вещества в источнике ориентировочно определится по точке пересечения этих прямых (на рис.2Б точка выделена кружком) с координатами $\delta^{13}C_{oo} = -5,032$ и $\delta^{18}O_{oo} = -30,92$.

Таблица 2

Зоны	Выборка	Кол-во	Составы примесных карбонатов	
			$\delta^{18}O_o$	$\delta^{13}C_o$
I	Карбонатит	28	-20,846	-4,5299
	Кимберлит	12	-14,443	-3,7678
	Скарны	8	12,761	-2,1738
	Гидротерм	29	-23,947	-4,4244
	Известняк	5	-7,856	-4,1918
II	Травертин	3	-36,267	-3,3941
	Сталактит	3	-4,6401	-12,126
	Диagenетич.	6	-7,0383	-11,476
	Мрамор-2	7	-20,591	-7,3352

Таким образом, эти данные позволяют оценить источники изучаемых элементов в карбонатитах. Все значения изотопного состава углерода не информативны. Они типичны не только для земных карбонатов, но и по данным космических аппаратов установлены и на других планетах (на Марсе и др.) и связаны, видимо, с процессами минералообразования в глубинных сферах планет. В то же время выявлено наличие весьма лёгкого кислорода ($\delta^{18}O_{oo} \approx -30\%$ (SMOW)), отсутствующего на Земле. В некоторых метеоритах [Лаврухина, 1992] отмечено значение $\delta^{18}O = -65\%$. Близкие величины обнаружены в тонкозернистых межпланетных частицах. Анализ образцов, собранных космическим аппаратом "Генезис" (Genesis), показал, что на Солнце концентрация ^{16}O (отношение количества ^{16}O к общему количеству кислорода) существенно выше, чем на Земле. Таким образом, изначально кислород карбонатитов имел, видимо, космогенную природу [4].

Литература

1.Самойлов В.С. Карбонатиты (фашии и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с. 2. Макаров В.П. / Мат-лы I междуна. Научно-практич. кон-ции «Становление современной науки-2006». Т.10. Днепропетровск: Наука и образование, 2006. С. 85-115. 3.Макаров В.П. [«Явление компенсаций» - новый вид связи между геологическими](#)

объектами. URL: <http://www.lithology.ru/node/817> (более полная). 4. Макаров В.П./ 6-е Всероссийское литологическое совещание «Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Т. II. Казань, Казан. ФГУ, 2011. С.3 – 10.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ АНДЕЗИТОВЫХ И КИСЛЫХ МАГМ

А.П. Максимов

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

В XX столетии произошло около десяти катастрофических эксплозивных извержений андезитовых и более кислых магм. Эти извержения отличаются большими объемами ювенильного материала (около 1 км³ и более) и высокой интенсивностью выноса вещества в пароксимальную фазу (сотни тыс. м³/с). Среди них можно выделить два основных типа: I - с одномодальным составом пород (Санта-Мария, Безымянный, Шивелуч, Сент-Хеленс) и II - с контрастными составами продуктов (Ксудач-Штюбель, Катмай-Новарупта, Квицапу-Сьерра-Ассуль, Пинатубо, Хадсон). При извержениях первого типа происходит поступление одной медленно эволюционирующей магмы. Второму типу свойственно сопряженное извержение ювенильных продуктов разного состава (двух или трех, как в случае Катмай-Новарупты), с явными признаками смешения. Эти группы отчетливо различаются по характеру протекания вулканической активности.

Извержениям первой группы свойственно образование крупных вулканических куполов и последующая длительная экструзивная активность (годы-десятилетия). Извержения с контрастным составом продуктов длятся часы – дни. Экструзивные купола при этом либо не образуются, либо слабо выражены.

Объяснение указанных закономерностей видится в различном строении зон питания вулканов. Извержения первой группы вызываются поступлением магмы из одного очага. В очаге магма накапливает энергию для извержения за счет ретроградного кипения. При достижении давления выше критического наступает пароксимальный взрыв с последующим снижением скорости поступления магмы. Медленное продвижение к поверхности водонасыщенной магмы и вызывает развитие мощных куполов. Для данных извержений весьма характерны роговообманковые породы, что указывает на достаточно глубокое положение очагов в коре.

Извержения второго типа вызваны внедрением насыщенной летучими кислой магмы в вышерасположенный очаг более основного состава. В этом случае, порция вязкой кислой магмы быстро полностью проходит через жидкую основную, достигает поверхности, где бурно дегазирует и извержение заканчивается. Для второго типа характерны значительно большие объемы продуктов, изверженных в пароксимальную фазу. Главную роль среди них играют кислые составы, доля которых может превышать 95%. Роговообманковые породы также характерны, но не для всех извержений.

Представляется, что данная схема дает направление для дальнейшего анализа механизма катастрофических эксплозивных извержений и строения систем питания андезитовых вулканов. Она позволяет прогнозировать развитие рассмотренных типов извержений во времени. Так, начавшаяся в 2008 г. активность вулкана Чайтен, извергающего только риолиты, вероятно, будет продолжаться многие годы.

ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ МЕЗОАРХЕЙСКОГО ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАОНЕЖЬЯ

Л.В. Матвеева¹, В.П. Чекулаев², Н.А. Арестова², С.Б. Лобач-Жученко²

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, m138@mail.ru; ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург)

Восточный берег и острова Онежского озера сложены преимущественно мигматитами, в субстрате которых преобладают породы тоналит-трондъемитовой (ТТ) ассоциации. Интерес к данному объекту обусловлен двумя причинами. Во-первых, для большинства пород этого района определены T(DM)Nd в интервале 2,75-2,85 млрд. лет, т.е. значительно ниже, чем для большинства пород Водлозерского домена, и, во-вторых, это единственный район в восточной части Балтийского щита, где отмечено проявление гранулитового метаморфизма [1].

Интрузивное происхождение тоналитов определяется наличием в них ксенолитов метавулканитов и метаосадков, представленных корундсодержащими породами, задокументированных непосредственно на берегу Онежского озера (мыс Чёрный, устье р.Водлы). На островах Большие и Малые Гольцы в ТТ-породах задокументированы включения диоритов, амфиболитов, пироксеновых кристаллосланцев, которые интерпретируются как фрагменты даек. Однако остается неясным соотношение тоналитов и тоналит-трондъемитов. Эти породы тесно ассоциируют друг с другом, и тоналиты присутствуют в виде разного размера и формы тел среди тоналит-трондъемитов. При этом они часто не имеют резких контактов, что обусловило предположение об образовании последних в результате перекристаллизации тоналитов с определенным изменением химического состава. [1] Проявление гранулитового метаморфизма наиболее четко фиксируется во фрагментах даек. Центральные части фрагментов сложены роговой обманкой, ортопироксеном, плагиоклазом, клинопироксеном и биотитом. Каждый фрагмент имеет кайму, сложенную плагиоклазом, ортопироксеном, биотитом и кварцем. Эти минералогические изменения отражаются в изменении химизма: в каймах увеличивается содержание SiO₂, Na₂O, уменьшается TiO₂, CaO, MgO, Y. Составы минералов тоналитов соответствуют высокотемпературной амфиболитовой фации [2], а для фрагментов мафитов - гранулитовой фации. Образование тоналит-трондъемитов и широкое развитие мигматитов с лейкосомой двуполевошпатового гранита происходило при переходе к амфиболитовой фации. Возраст циркона из фрагмента дайки, имеющего гранулитовую минеральную ассоциацию Opx+Crpx+Vt+Pl, был определен ранее по навеске зерен равным 2650±50 млн лет [2].

Тоналиты состоят из антипертитового плагиоклаза, кварца, ортоклаза, темно-бурого или красно-бурого биотита, содержащего 4-5% TiO₂ и вторичного бесцветного амфибола, вероятно, заместившего ортопироксен, который присутствует в тяжелой фракции. Тоналит-трондъемиты – это более крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из плагиоклаза, кварца, красно-бурого биотита, иногда присутствуют амфибол (роговая обманка) и единичные зёрна калиевого полевого шпата (ортоклаз).

Обе породы в среднем имеют сходные содержания большинства главных и редких элементов (Rb, Sr, Ba, Zr), близкие отношения Sr/Y и La/Yb. При этом тоналит-трондъемиты имеют несколько более высокие содержания SiO₂, и более низкие концентрации Y, Zr, Nb, REE, отношения Nb/La. Заметно отличаются породы поведением Eu: тоналиты характеризуются небольшой отрицательной Eu-аномалией, тогда как в тоналит-трондъемитах значительная положительная Eu-аномалия, что предполагает вероятные более глубокие условия выплавки последних из источника.

Основной задачей данного исследования была попытка датирования ТТ-пород и процесса метаморфизма. Для решения задачи на о-ве Большой Голец были отобраны пробы из тоналита (пр. 802/1) и тоналит-трондьемита (пр. 802) из которых выделены и исследованы цирконы. Исследование цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP-II. Метод описан в работе [3].

Тоналит пробы 802/1. Зерна циркона из тоналита имеют субидиоморфную призматическую форму, полупрозрачны, зональны и сильно трещиноваты. Размер цирконов варьирует от 150*300 до 300*500 мкм. В катодоллюминесцентном изображении зерна являются темными, в них часто наблюдаются незональные и непрозрачные участки. В ряде зерен наблюдаются зональные ядра. Ядра в катодоллюминесцентных изображениях более светлые, чем оболочки, имеют отчетливо зональное строение и сохраняют призматические формы. Содержания U и Th в ядрах низкие и составляют соответственно U 129 и 51 ppm, Th 38 и 13 ppm, отношения Th/U 0.31 и 0.26.

По двум ядрам, одному конкордантному и второму, лежащему на дискордии вблизи конкордии, был получен возраст 2850 ± 74 млн. лет. (рис. 1)

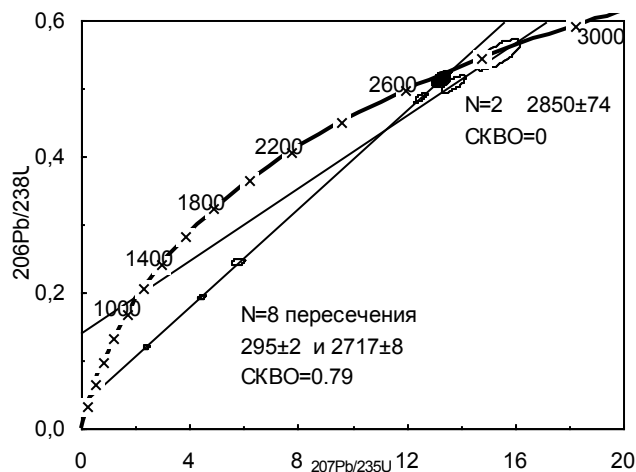


Рис.1. Дискордии, построенные для пробы тоналита

Циркон оболочки отличается высоким содержанием U (от 220 до 620 мкг/г), и Th (от 70 до 390 мкг/г) и Th/U (0.2-0.65). Датированием оболочек цирконов по четырём конкордантным и четырём лежащим на дискордии зёрнам был получен возраст равный 2717 ± 8 млн. лет

Тоналит-трондьемит пробы 802. Большинство цирконов из тоналит-трондьемита (пр.802) - это прозрачные, субидиоморфные призматические зерна, отчетливо зональные и трещиноватые, имеют размер порядка 70*200 мкм. Содержание U варьирует от 200 до 500 ppm, Th от 100 до 150 ppm, при Th/U отношении 0.2-0.5. По девяти точкам, из которых пять конкордантных и четыре дискордантных получен возраст 2761 ± 23 млн.лет (Рис.2). Одно зерно циркона, имеет округлую форму, не зонально, в диаметре составляет порядка 100 мкм. Это зерно характеризуется Th/U отношением равным 0.40 при содержании U=249 ppm и Th=97 ppm. Для него получен конкордантный возраст 3018 ± 16 млн.лет

Полученное значение 2761 ± 23 можно рассматривать как время формирования пород. Однако в отличие от тоналитов для данной породы получено значение модельного возраста T(DM)Nd более 3200 млн лет, что указывает на более древний источник тоналит-

трондьемитов, близкий к возрасту древнейших ТТ-пород Водлозерского домена. Подтверждением этого может служить присутствие в пробе 802 захваченного зерна древнего циркона.

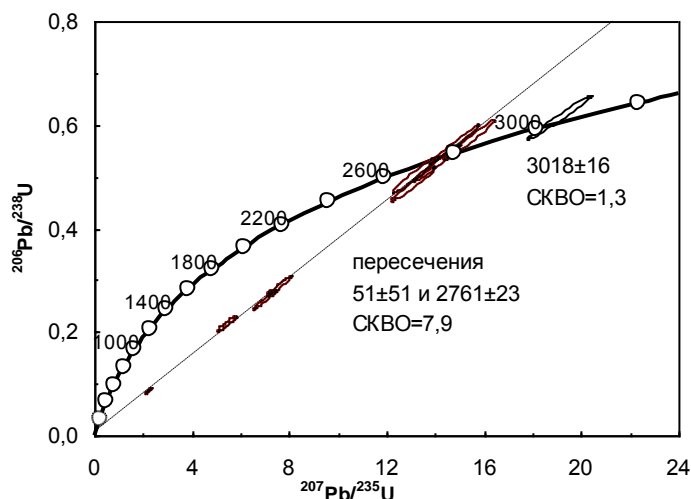


Рис.2. Дискордия, построенная для пробы тоналитов-трондьемита.

Таким образом, значение 2850 ± 74 мы рассматриваем как время формирования тоналитов. Такой же возраст ранее был получен ранее для тоналитов Шилосского массива, прорывающих метавулканы северного обрамления Водлозерского домена, по составу аналогичных таковым Заонежья, [1] и имеющих близкий изотопный состав Nd и соответственно близкий модельный возраст ($T(DM)Nd$) в интервале 2,80-2,85 млрд. лет, т.е. породы являются ювенильными. Полученное значение 2761 ± 23 млн. лет можно рассматривать как время формирования тоналит-трондьемитов.

Значение возраста 2717 ± 8 млн. лет близко к возрасту плагиомикроклиновых гранитов Водлозерского домена [2] и может быть обусловлено К-метасоматозом, связанным с образованием сети гранитных жил.

Метаморфизм, приведший к образованию гранулитовых ассоциаций в основных породах, был кратковременным событием, одновременным с внедрением субщелочных мафических даек, реликты которых присутствуют в тоналит-трондьемитах. Влияние гранулитового метаморфизма на вмещающие гранитоиды не привело к образованию пироксенсодержащих гранулитовых ассоциаций. Прогрев ТТГ, связанный с внедрением мафитовых даек, сказался на повышенном содержании TiO_2 в биотитах и появлении антипертитового плагиоклаза. Верхняя граница этих процессов определяется временем внедрения дайки габронорита, расположенной к северу от пос. Шальский, возраст которой по минеральной изохроне Sm-Nd методом 2608 ± 56 млн лет, [4].

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

Литература

1. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А.Глебовицкий. С-Пб.: Наука, 2005. 711 с.
2. Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченко О.А., Чекулаев В.П., Шулешко И.К., Яковлева С.З. // ДАН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 442-444.
3. Сергеев С.А., Матуков Д.И., Бибилова Е.В., Лобач-Жученко С.Б. // Геохимия. 2007. N2, с.229-236.
4. Mertanen S., Vuollo J.I., Nuhma H., Arestova N.A., Kovalenko A.V. // Precambrian Res. 2006. V. 144. P.239-260.

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О
НОВОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ВОСТОЧНО-СКАНДИНАВСКОЙ
БАЗИТОВОЙ ОБШИРНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ (ВСкБОИП-EScVLP) С
ПЛАТИНА-ПАЛЛАДИЕВЫМИ МАЛОСУЛЬФИДНЫМИ
ПРОМЫШЛЕННЫМИ РУДАМИ**

Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова, А.У. Корчагин, Д.В. Жиров
(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, felix@geoksc.apatity.ru)

Мурманский, Кольско-Норвежский, Кейвский, Беломорский и Фенно-Карельский архейские домены Фенноскандии вместе с северной частью необнаженного фундамента Русской платформы и с канадско-американскими доменами Лаврентии с конца позднего архея (2900-2550 млн лет) реконструируются частью одного палеосуперконтинента Кенорленд, существовавшего до эпохи ~ 2100 млн лет назад [2]. Ранняя палеопротерозойская история этих разных доменов в эпоху «сумий плюс сариолий» («гуроний») (2550-2300 млн лет) имеет много общих геологических особенностей, свидетельствующих об их формировании в единой базитовой обширной изверженной провинции. Только в обнаженных доменах Балтийского щита территория развития рифтогенных осадочно-вулканогенных толщ, дайковых образований и интрузивных пород этого возрастного интервала составляет более 0,5 млн км². Рудоносные пироксенит-габбронорит-анортозитовые расслоенные интрузивные тела здесь представлены Кольским и Фенно-Карельским поясами рудоносных массивов [3,5], крупным Бураковским интрузивом, многочисленными будинированными телами коронитовых базитов («друзитов») в Лапландско-Колвицком гранулитовом поясе и в Беломорско-Терском домене.

Формирование такой единой ассоциации вулканогенных, дайковых и интрузивных пород связывается современными исследователями с плюмовой внутрикратонной геодинамикой, которая наряду с важными особенностями всех других эндогенно-экзогенных факторов обуславливает отнесение начала раннепротерозойского этапа (2600-2300 млн лет) к особому, глобальному «переходному периоду» («transition period») в развитии Земли.

Внутрикратонная ВСкБОИП является наиболее крупной в Мире хорошо сохранившейся палеопротерозойской базитовой изверженной провинцией, в определенной степени сравнимой с Сибирской плюмовой базитовой провинцией. Для общего структурного рисунка ВСкБОИП, для сложных ее комбинаций рифтогенных прогибов, дайковых роев и поясов интрузивов характерно автономное многолучевое строение, в целом структурно независимое от архейской вмещающей рамы. Некоторые исследователи пытаются реконструировать ее разновозрастные плюмовые «горячие поля» и даже выделять разновозрастные «горячие центры» [4,6]. Кроме того, есть убедительные основания полагать, что геофизическое «мантийно-коровое» основание земной коры провинции является результатом палеопротерозойского обширного базитового андерплейтинга этой эпохи с первичными источниками фертильного вещества, извлеченного из нижних недеплетированных геосфер.

Многочисленными геологическими и изотопно-возрастными данными сейчас определена огромная длительность (в сотни млн лет) и пульсационность тектонических, магматических и рудообразующих процессов в ВСкБОИП [1,5], что является неожиданным открытием для плюмовой концепции, современные апологеты которой настаивают без убедительных данных на характерной кратковременности этих глобальных явлений. В осадочно-вулканогенных толщах эта пульсационность проявлена в многочисленных сменах этапов накопления осадков и вулканитов периодами их глубокого эрозионного размыва. Во

многих plutонических массивах установлены мультипульсационность магматических инъекций (многофазность) со значимыми перерывами, измеряемыми многими млн лет [1,5].

Палеопротерозойская история и металлогения Кольского региона проявлена в карельскую (2550-2300 млн лет) и в свекофенскую (2300-1650 млн лет) эпохи. Ранняя связана с плюмовыми мантийными магматическими процессами, а поздняя - с корово-мантийными орогеническими явлениями - гранитным и щелочным магматизмом, метаморфо-метасоматическими процессами. Важнейшее промышленное значение имеют базитовые интрузивы раннекарельского панско-мончегорского и позднекарельского (свекофенского) печенгского типов.

Для панско-мончегорского типа наиболее характерны такие массивы с промышленными месторождениями Pt-Pd руд как Федорово-Панский массив, Мончегорский, Выручайвенч, Генеральский. В этих крупных телах плито- и лополитообразной формы, расслоенных, с составами пород от пироксенитов через нориты, габбронориты и габбро до лейкогаббро и анортозитов, в последние годы установлены многокамерность и многофазность формирования. Есть данные, что расплавы ранних магматических фаз были бонинитового характера и обогащены хромом. Поздние фазы часто имеют анортозитовый состав. Установлено, что длительность формирования этих интрузивов составляла около 70-80 млн лет в интервал времени от 2525 до 2450 млн лет назад с импульсами магматизма и рудообразования около 2520, 2500, 2470 и 2450 млн лет. Наиболее ранние ультраосновные породы этой формации обогащены хромом, и в них известны два промышленных месторождения хромитов-Сопчеозерское в районе Мончегорска и Кеми в западной Финляндии. Давно известны, и даже уже в основном отработаны, разнообразные сульфидные залежи богатых Co-Cu-Ni руд с ошутимой промышленной добавкой Pt-минералов в месторождениях Мончегорского плутона.

Наконец в последние годы сотрудниками Геологического института КНИЦ РАН методом сравнительного геолого-петрологического анализа породных ассоциаций этих кольских типовых массивов с известными малосульфидными породами, формирующими залежи Pt и Pd в массивах Стиллуотер и Бушвельд, были спрогнозированы, опоискованы и впервые найдены на Кольском полуострове первые перспективные содержания и скопления собственно платинометалльных элементов - Pt, Pd, Rd (\pm Au). Это привело к открытию первой в Европе обширной Кольской платинометалльной провинции с новым геолого-технологическим типом месторождений малосульфидных ЭПГ-руд. Поисково-оценочные и разведочные работы до настоящего времени проводятся с использованием финансовых средств и технических возможностей различных отечественных и зарубежных, государственных и частных организаций. В организационном отношении с 1992 года Геологический институт КНИЦ РАН использовал специально созданное инновационное предприятие "Пана", которое вместе с сотрудниками Института проводило основной комплекс геолого-разведочных работ.

В результате Государственный комитет РФ по запасам утвердил запасы новых месторождений Pt и Pd (\pm Au, Rh, Ni, Cu), которые называются Федорова тундра, Малая Пана, Восточная Пана и Выручайвенч. Утвержденные запасы в пересчете на Pd-эквивалент составляют около 1000 тонн.

Печенгский тип интрузивов и его сульфидные Cu-Ni месторождения с незначительным содержанием ЭПГ известен уже около 100 лет. Многочисленные дифференцированные массивы (нередко силловой формы) и дайки габбро, клинопироксенитов, верлитов и перидотитов пространственно и генетически связаны и приурочены к верхним осадочно-вулканогенным толщам Печенгской палеорифтовой структуры, развивающейся в геодинамических условиях инициального спрединга по типу современного Красного моря. Явно рудоносными здесь являются интрузивы с возрастом кристаллизации 1980-1960 млн

лет, однако не исключено, что вне Печенгского рудного поля рудоформирующими могут быть и более древние интрузии с возрастом до 2200 млн лет.

В Кольском регионе сейчас проводят лицензионные поисково-оценочные, разведочные и подготовительные к добыче работы несколько отечественных и зарубежных компаний. Среди них есть и горно-металлургические компании мирового уровня и небольшие поисковые предприятия. Каждая из них специализируется в основном на определенном классе полезных ископаемых. Канадская компания Баррик Голд Корпорейшен, например, предпочитает иметь дело с благородными металлами, включая платиноиды, а российскому Норильскиникулю в Кольском регионе требуются, главным образом, Cu-Ni руды. Соответственно, всем этим компаниям уже на поисковой стадии необходимо знать с каким типом рудоносных интрузивов – панским или печенгским – они будут иметь дело при геолого-разведочных работах.

Многолетний опыт работы позволяет нам предложить некоторые особые геолого-петрологические, а главное – изотопно-геохимические критерии разделения этих типов перспективных базит-гипербазитовых интрузивов на ранней стадии их изучения. Это тема особого доклада, но здесь мы подчеркнем, что из десятков изотопно-возрастных данных различными методами следует [1,5], что интрузивы панского типа, в основном, с Pt-Pd месторождениями, имеют возрастные характеристики от 2500 ± 20 до 2450 ± 20 млн лет (и не моложе!), а Cu-Ni интрузивы печенгского типа – обычно около 1980 млн лет и реже до 2200 млн лет (и не древнее!). При этом первые имеют $\mathcal{E}_{Nd}(T) = \text{минус } (-)1-3$, а вторые $\mathcal{E}_{Nd}(T) = \text{плюс } (+)1+2$. Это показывает, что породы панского типа кристаллизовались из магмы обогащенного литофильными элементами мантийного резервуара, а печенгские интрузивы – из деплетированного мантийного очага.

Предлагаемая нами методика, в том числе ее изотопно-геохимическая часть, хорошо «работает» на предварительной стадии целенаправленных поисковых работ.

Исследования поддержаны грантами РФФИ - 09-05-12028 офи-м, 10-05-00058а, 11-05-00570а, программами ОНЗ РАН - 02, 04, 06 и контрактом Минобрнауки 16.515.11.5013.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма // СПб.: Наука, 2004. 174 с. 2. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неархей до палеозоя по палеомагнитным данным // Автореф. дисс. д.г.-м.н. М.: МГУ. 2009. 41 с. 3. Митрофанов Ф.П. // Мат. конф. акад. В.Н.Смирнова. М.: МГУ. 2005. С. 39-53. 4. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р. // М.: Отеч. Геология, вып. 3, 2009. С. 54-62. 5. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. // Paleoproterozoic supercontinents and global evolution. Eds. S. M. Reddy, R. Mazumder, D. A. Evans, A. S. Collins. London. 2009. V. 323. P. 165-198. 6. Bleeker W., Ernst R. // Dyke Swarms-Time Marker of Crustal Evolution. Balkema Publ. 2006. P. 1-20.

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ СМЫКАНИЯ И ДУПЛЕКСЫ КАК ПРИМЕР ТЕСНЕЙШЕЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА, МЕТАСОМАТОЗА, РАЗЛОМО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

А.Н. Митрохин

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, stakhor@yandex.ru)

Введение. Цель настоящей работы – не столько даже осветить некоторые теоретические и методические аспекты изучения названных форм динамического взаимодействия разломов, сколько еще раз заострить внимание исследователей, особенно геологов-практиков, на *самом факте* приуроченности рудно-магматических объектов и

ассоциирующих с ними метасоматических проявлений к дуплексам в частности и структурам смыкания вообще. Поскольку исследования этих дислокационных структур с рельефным, отчетливо читающимся рисунком хотя и имеют уже достаточно продолжительную историю, но, тем не менее, исследователи порой все еще затрудняются идентифицировать такие объекты.

В качестве красноречивой иллюстрации к этому возьмем буквально хрестоматийное золоторудное месторождение Мурунтау (Узбекистан) (рис.), крупнейшее в Евразии. Его структурный рисунок однозначно свидетельствует, что золоторудный мегаштокверк месторождения, его метасоматический чехол в ассоциации с интрузивно-дайковыми комплексами приурочены к сугубо типичному левосдвиговому дуплексу растяжения. И такая трактовка структурного типа этого месторождения по-прежнему остается вне поля зрения его исследователей, включая самые последние сводки по геологии месторождения [1-2 и др.].

Характеристика объектов. Дуплексы, как известно, представляют собой сочетание двух (или нескольких) субпараллельных разломов одного генезиса, располагающихся кулисообразно (или ступенчато) друг относительно друга и сомкнутых между собой системами дочерних оперяющих разломов. Исходя из генетического типа материнских разломов, дуплексы делят на сдвиговые, надвиговые (взбросовые), сбросовые. По характеру эшелонирования материнских разломов среди них различают дуплексы сжатия и растяжения. Так, для левых сдвигов и сбросов дуплекс сжатия возникает при правоступенчатом их эшелонировании, дуплекс растяжения - при левоступенчатом. Для правых сдвигов, надвигов (взбросов) – наоборот [3-4 и др.]. Их выделение в особый тип дислокационных структур является одним из следствий развития подхода к разломам как к динамически активным объектам, чье воздействие на тектоническое поле напряжений не могло не влиять на его эволюцию и инфраструктуру. Из перечисленных и многих других (начиная с работ Е. Клооса и Б. Зандера) теоретических и экспериментальных исследований вытекает, что разрывы в процессе своей активизации и роста реагируют на внешний стресс (инициирующий и стимулирующий их развитие) генерированием вторичных полей напряжений. Последние, накладываясь на первичное (внешнее) поле напряжений, видоизменяют и усложняют его, «подгоняя» тем самым под уже существующий или еще формирующийся структурный либо блоковый ансамбль. Причем разломы взаимодействуют не только с инициирующим полем напряжений, но и между собой, что еще более усложняет рисунок траекторий напряжений. Все это реализуется в постепенном усложнении инфраструктуры ансамбля через последовательное образование систем разрывов высоких порядков, которые либо просто оперяют, либо смыкают между собой концы дизъюнктивов более крупного ранга. Дуплексы для нас – лишь частный случай более широкого класса дислокационных структур – *структур смыкания*, образуемых между материнскими разломами с произвольной ориентацией и генезисом.

Идентификация структур подобного рода среди жильных и жильно-штокверковых месторождений на основе уже наработанных пространственно-геометрических и морфокинематических критериев имеет как теоретическую, так и прикладную значимость.

Прикладная значимость. В самом деле, при внимательном рассмотрении многие крупные, а подчас и уникальные, по запасам месторождения названных типов оказываются приуроченными именно к таким дислокационным структурам. Помимо Мурунтау сюда уже уверенно попали золоторудные и серебряные месторождения Якутии [6-7] и Урала [8], наиболее крупные оловорудные месторождения Комсомольского и Баджальского районов [4, 9 и др.], ряд золоторудных юга Приморья [4, 10 и др.] и даже Mn-Ni рудопроявления гайотов Тихого океана [11].

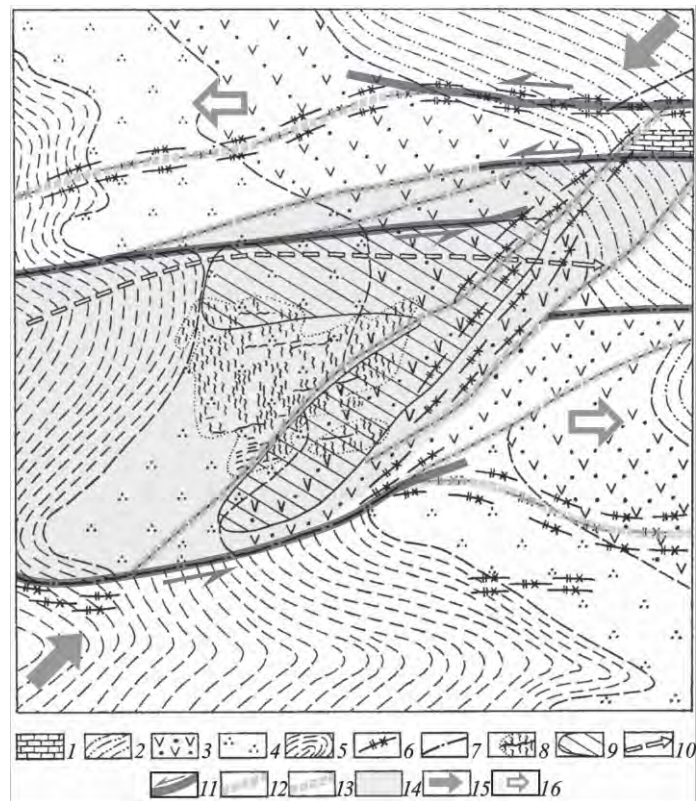


Рис. Схематическая геологическая карта Мурунтауского золоторудного поля с элементами геодинамики (из [5, С. 220] с дополнениями).

1 – известняки девона; 2-5 – силурийская осадочная толща: 2 – преимущественно песчаники, 3 – сланцы с прослоями песчаников, 4 – переслаивание алевролитов и филлитовидных сланцев, 5 – преимущественно сланцы; 6 – дайки кислых и щелочных пород; 7 – разрывные нарушения; 8 – рудный штокверк; 9 – участок кварц-турмалиновых брекчий; 10 – ось Мурунтауской антиклинали и направление погружения шарнира; 11-14 – элементы сдвигового дуплекса растяжения: 11 – система материнских сдвигов, чья левосторонняя (стрелки) активизация обусловила формирование дуплекса, 12-13 – дочерние синсдвиговые разрывы: 12 – тылового сосдвигового растяжения, 13 – фронтального сосдвигового сжатия, 14 – центральная часть зоны смыкания материнских сдвигов; 15 – ориентация сжатия, обусловившего активизацию материнских сдвигов; 16 – ориентация сосдвигового растяжения.

При этом рудоносные дуплексы и структуры смыкания, составляя зоны сочленения материнских разломов, сами по себе уже являются рудными мегастолбами, чьи оси ориентируются вдоль линий сопряжения материнских и оперяющих разрывов. В свою очередь инфраструктура мегастолбов иерархически дискретна, а их усложнение подчиняется фрактальной (самоподобия) симметрии, когда более мелкие рудные столбы, как правило, структурно и геометрически подобны более крупным, жестко сохраняя привязку своих осей к линиям сопряжения контролирующих их сколовых, раздвиговых или экранирующих элементов, которые есть, в сущности, физическая реализация осей поясов разрывов. А это позволяет на полную силу использовать наработанный арсенал объемного геометрического моделирования [9 и др.] для более обоснованного оконтуривания и

блокировки как категорийных, так и прогнозных запасов на флангах рудных тел и на глубину.

Теоретическая значимость. Здесь идентификация рассматриваемых объектов важна тем, что они представляют собой совокупный результат динамического взаимодействия разломов не только между собой, но и с синхронными им рудно-магматическими системами. И в этом смысле дуплексы и структуры смыкания, которые контролируют многофазные интрузивно-дайки в ассоциации с многостадийным жильно-штоковерковым оруденением, оказываются очень выигрышными объектами в сравнении с традиционно изучаемыми собственно дизъюнктивными, в т.ч. и конседиментационными, их аналогами. Потому что они, как было сказано, зачастую вмещают в себя промышленно значимое оруденение и, соответственно, детально охарактеризованы и в геолого-структурном, и в вещественном отношении. Тут помимо выше перечисленных уместно будет упомянуть еще и сдвиговые позднепалеозойские магматические дуплексы растяжения Прибалхашья [12 и др.].

Тем не менее, если говорить с точки зрения генезиса месторождений, приходится констатировать, что исследователи не до конца еще осознают то обстоятельство, что процесс рудоотложения на том или ином из рассматриваемых объектов происходил в динамически подвижном структурном субстрате, с которым рудно-магматическая система, будучи сама еще мобильной, образовывала теснейший структурно-вещественный симбиоз. Продуктом последнего является особый тип пространственно-временной организации вещества – *рудно-магматическая динамозональность*, присущая как раз [13] динамически неоднородным участкам земной коры. Для дуплексов [3-4, 13] она выражается в последовательном пространственном обособлении и наложении друг на друга рудно-магматических ассоциаций по мере переориентации полей напряжений и усложнения их инфраструктуры, которые реализуются в иерархической и возрастной соподчиненности магмо- и рудоконтролирующих разрывов и их парагенезов. Иначе говоря, она подчиняется динамической (фрактальной) симметрии, что является еще одним признаком синхронного и совместного развития (под действием одного и того же генерирующего фактора) [14 и др.] и рудно-магматической системы, и того складчато-разрывного каркаса-субстрата, который, понятно, определяет в данном случае пути миграции и особенности локализации рудно-магматического вещества. Тогда и создание моделей формирования таких объектов должно идти через динамические геолого-структурные и минерагенические реконструкции, причем с учетом того, что взаимодействующие и неразрывно связанные между собой рудно-магматическая и структурно-тектоническая системы являются в нашем случае системами открытыми, неравновесными с заведомо нелинейным характером рудораспределения. С более близких нам структурных позиций, реализация данного подхода в моделировании развития дуплексов (равно как и их еще более сложных аналогов) видится через временное описание их инфраструктуры с тем, чтобы выделить генерации дочерних рудоконтролирующих и рудовмещающих разрывов, проследить порядок их наложения друг на друга и оценить характер и степень наследования планов деформаций в непрерывно изменяющемся поле напряжений.

Заключение. Тем самым для рудно-магматических дуплексов и структур смыкания динамические и минерагенические реконструкции могут быть получены путем геодинамической корреляции структурных парагенезов с вещественными через их пространственно-временные срезы, которые следует при этом рассматривать как определенные стационарные состояния формировавшегося структурно-вещественного ансамбля. Такой путь синтеза структурных и вещественных данных, на наш взгляд, очень перспективен, что, впрочем, справедливо не только для рассматриваемых объектов. Поскольку позволяет гибко применять в самом разнообразном сочетании любые из

имеющихся геолого-структурных, петрологических, минералого-геохимических и иных методов. При этом обеспечивается как качественная, так и количественная оценка хода синхронных деформационных и рудно-магматических процессов при использовании числовых характеристик: петрохимических, геохимических, термодинамических и т.п. Так или иначе, чем более будут разнообразными и детальными структурно-вещественные данные, тем точнее будет получаемая на выходе модель формирования исследуемого природного динамически неоднородного объекта.

Литература

1. Мансуров М.М., Михайлова Ю.В., Смирнова С.К. и др. // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Мат. Всеросс. конф. Т. 2. Москва, ИГЕМ РАН, 2010. WEB: <http://www.econf.info/Samorodnoe-zoloto-Petrovskaya-100/Vol2/6.html>.
2. Некрасов Е.М. // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 30-37.
3. Разломобразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
4. Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р. // Структурные парагенезы и их ансамбли: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 112-114.
5. Яковлев П.Д. Промышленные типы рудных месторождений: учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 358 с.
6. Фридовский В.Ю. // Известия вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С. 60-66.
7. Ребецкий Ю.Л., Задорожный Д.Н., Соловьев А.А. и др. Палео напояжения. Серебряное месторождение «Прогноз». М.: ИФЗ ДВО РАН, 2005. WEB: http://old.ifz.ru/tecon_stress/db_paleo_prognoz.html.
8. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. // Литосфера. 2011. № 1. С. 94-105.
9. Касаткин С.А. Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район): Автореф. канд. дисс. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2011. 28 с.
10. Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. и др. // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394, № 5. С. 654-658.
11. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 2. С. 3-14.
12. Тевелев Ал.В. Тевелев Арк.В., Кошелева И.Е. и др. Динамика сдвиговых магматических дуплексов: Окончательный отчет РФФИ по проекту 96-05-65519. М.: РФФИ, 1999. 63 с.
13. Уткин В.П. // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разв. 1980. № 5. С. 14-29.
14. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. М.: Институт компьютерных исследований, 2002. 656 с.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (НА ПРИМЕРЕ УСПЕНСКОГО МАССИВА, ПРИМОРЬЕ)

Е.Ю. Москаленко

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

В последние десятилетия выявлен новый тип геодинамического режима – трансформной окраины континента, связанной с зонами скольжения литосферных плит. Наиболее детально он изучен в Калифорнии, где установлено чрезвычайное разнообразие породных комплексов магматитов со смешенными геохимическими признаками ведущих геодинамических обстановок.

Последними исследованиями А.И. Ханчука, В.В. Голозубова и др. показано [1,2], что геодинамическая история тихоокеанских окраин в мезозое и кайнозое представляла собой чередование во времени и пространстве активных границ литосферных плит – погружения или скольжения. И если субдукционные обстановки и связанный с ним магматизм хорошо изучены, то обстановки скольжения плит друг относительно друга по латерали – нет.

В настоящее время разработаны геолого-структурные признаки определения существования режима скольжения, согласно которым при взаимодействии континентальной и океанической плит формировались новые блоки континентальной коры и орогенные пояса. Примером является Сихотэ-Алинский участок окраины континента, где в результате раннемеловых горизонтальных перемещений вдоль Центрального разлома происходили интенсивные складчатые, сдвиговые и надвиговые дислокации, приведшие к многократному увеличению мощности осадочной оболочки, формированию на ее нижнем уровне зон метаморфизма и выплавлению больших объемов гранитоидных магм, внедрение

которых (тагибинская серия) завершило формирование Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса [3,4].

Расположенный на побережье Японского моря к западу от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома Успенский массив в силу своей доступности для изучения является замечательным объектом гранитоидного магматизма конвергентных границ континент-океан и представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении интрузив размером 40x10 км, прорывающий юрские терригенные отложения кривинской серии. Предыдущими исследователями [5,6] всегда подчеркивался его синтетектонический характер, проявленный в повсеместной гнейсовидности пород, широком развитии катаклаза, а также единстве стиля структурных деформаций рамы массива и слагающих его гранитоидов (включая породы поздней жильной серии), «синкинематическом» характере контактов и наличии в гранитоидах многочисленных ксеноблоков вмещающих пород (провесов кровли), ориентированных согласно с общим планом деформаций. Полученные методом U-Pb изотопии данные показали [7], что время внедрения и кристаллизации гранитоидов (99-103 млн. лет) совпадает с периодом существования трансформной границы континентальной и океанической плит [2], в течение которого происходили масштабные перемещения вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Установлено, что гранитоиды массива представлены двумя самостоятельными магматическими ассоциациями, внедрение которых происходило в антидромной последовательности с некоторым разрывом во времени, что подтверждается данными геологических и петрографических наблюдений, а также результатами изотопных исследований [8].

Ранняя ассоциация (103.3 ± 2.4 млн. лет) представлена гранатсодержащими равномернозернистыми двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, поздняя (99 ± 2 млн. лет) – биотитовыми, иногда с амфиболом, равномернозернистыми гранодиоритами и меланократовыми гранитами, а также равномернозернистыми и порфиroidными биотитовыми гранитами.

Гранитоиды обеих ассоциаций по петрохимическому составу являются породами нормальной щелочности, имеют существенно калиевую специализацию щелочей и повышенные содержания глинозема. По относительно низким содержаниям кальция, высоким значениям индекса Шенда ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) во всех разновидностях пород, а также наличию граната и повышенной глиноземистости биотита породы обеих ассоциаций соответствуют высокоглиноземистым по [9] или гранитам S-типа по [10].

В целом по мере повышения кремнекислотности в гранитоидах Успенского массива наблюдается понижение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , кальция и фемических компонентов. Концентрация калия при достаточно широких вариациях остается примерно одинаковой на всем интервале кремнекислотности пород. Содержание магния в породах ранней ассоциации ведет себя сходным образом, в то время как в поздней с ростом кремнекислотности понижается. Не смотря на близость петрохимических признаков, породы ранней и поздней ассоциаций образуют дискретные группы по соотношению глинозема, щелочей и кальция.

Значительно сильнее отличаются геохимические параметры пород выделенных ассоциаций. Гранитоиды ранней ассоциации характеризуются максимальными среди пород массива концентрациями редких щелочей, Th и U, минимальными – Sr, Ba, Hf и Zr. Для пород характерны нижекларковые содержания редкоземельных элементов. Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму ($(La/Yb)_N = 1.4 - 2.5$) и глубокие $(Eu/Eu^*)_N = 0.08-0.14$ минимумы. На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ti, Sr, Ba, Zr и Nb. Двуслюдяные разности отличаются от биотитовых более высокими содержаниями всей гаммы редких элементов, при этом формы

мультиэлементных спектров остаются практически неизменными, а в спектрах распределения РЗЭ увеличивается глубина европиевого минимума. Значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах ранней ассоциации составляет 0,70608 – 0,7062 до 0,707; ϵ_{Nd} от -3,5 до -3,0.

Гранитоиды поздней ассоциации по большинству редкоэлементных характеристик близки к среднему составу гранитоидов S-типа за исключением меланогранитов, в которых суммарные концентрации РЗЭ, содержания Sr и Ba превышают таковые в высокоглиноземистых гранитоидах. Меланократовые граниты и граниты характеризуются асимметричными спектрами распределения РЗЭ с незначительными отрицательными аномалиями по Eu. С ростом кремнекислотности пород суммарные содержания РЗЭ в них понижаются с «выполаживанием» спектров и уменьшением европиевого минимума. Для данных пород наблюдаются минимумы по Ti, Ba и Nb. Незначительный минимум по Sr, фиксируемый в наименее кремнекислых породах, с ростом содержаний SiO_2 сменяется незначительным максимумом. Порфириновые граниты и гранодиориты отличаются пониженными содержаниями Sr и Ba, а гранодиориты, кроме того, пониженными концентрациями калия, РЗЭ, Zr, Hf, Th и U, повышенными – Nb. Данная группа пород обладает отчетливым минимумом по европию, а отрицательная аномалия по Nb выражена существенно слабее. Одновременно порфириновые гранодиориты и граниты имеют пониженные (до 14.5-13.7%) содержания глинозема и максимальные среди пород массива концентрации фосфора. Значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах поздней ассоциации составляет 0,70441 – 0,70636; ϵ_{Nd} в пределах -3,29...-0,6.

Таким образом, на примере Успенского массива показано, что гранитоидный магматизм режима скольжения континентальной и океанической плит обладает петро-геохимическим параметрами близкими к таковым гранитоидов S-типа, сформированным в коллизионных обстановках. В тоже время успешские гранитоиды разных ассоциаций обладают своими характерными геохимическими признаками, а изотопные характеристики позволяют предположить различный источник и условия образования гранитоидных расплавов.

Литература

1. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симащенко В.П. // Тектоника Азии. М: ГЕОС, 1997, с. 240-243.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 230 с.
4. Ханчук А.И., Голозубов В.В. // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340-345.
5. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др. // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №5. С. 73-87.
6. Шипулин Ф.К. // Труды ИГЭМ. 1957. Вып. 8. 282 с.
7. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А. и др. // ДАН. 2008. Т. 420, № 5. С. 664-668.
8. Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А. // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 5. С. 80-93.
9. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965. 136 с.
10. Chappel B., White A. // Pacific Geology. 1974. V. 8. N 2. P. 173-174.

О РЕЖИМАХ СТАНОВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Л.Н. Мочалкина, М.Я. Кузина

(Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, l_mochalkina@ugrasu.ru)

Приполярный Урал в настоящее время привлекает пристальное внимание общественности как потенциальный источник разнообразного минерального сырья в XXI веке. Настоящая работа посвящена изучению режимов становления магматических комплексов восточного склона Приполярного Урала. Непосредственно район исследований

находится в 40 км к западу от п. Саранпауль, пересекая долины рек Щекурья, Ватла, Сертынья и Большая Люля в их среднем течении в меридиональном направлении.

В разные годы исследованием района занимались Мезенцев М.П., Цымбалюк А.В. (1975), Павлов М.М. (1990) и др., в результате достаточно полно были освещены вопросы геологии и петрографии магматитов, сформирован представительный банк петрохимической информации. Данная работа базируется на результатах петрохимического и геохимического доизучения магматических комплексов района. Петрохимическая типизация вулканитов проводилась с учетом их нормативного состава, при этом последовательно были выделены щелочная, толеитовая и известково-щелочная серии. Для выяснения условий становления магматических образований использовались модельные диаграммы различного типа.

Все магматические образования района (как и прочие структуры Урала) имеют меридиональное простирание, при этом более древние магматические комплексы расположены в западной части района, а более молодые – в восточной.

Салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс (O_{1-2S}) локализуется на западе изучаемой площади и представлен Сертыньинским массивом в верховьях р. Большая Люля. Возраст комплекса принимается ранне-среднеордовикским. Имеются данные о нахождении галек пород в отложениях силура.

Ультрабазиты салатимского комплекса образуют маломощные (от первых метров до сотен метров) линзовидные удлиненные тела апогарцбургитовых серпентинитов, гарцбургитов, верлитов (реже лерцолитов и габброидов) в составе зон офиолитового меланжа. Помимо ультрабазитов, в этих зонах фиксируются линзы, блоки, чешуи боковых пород и графитистых сланцев.

Нормативный состав всех пород комплекса содержит оливин и отнесен нами к серии оливиновых толеитов. Анализ петрохимических данных позволяет сопоставлять породы комплекса с бонинитами.

Ультрамафиты салатимского комплекса характеризуются четкой специализацией на хром и хризотил-асбест.

Качканарский комплекс (O_{3k}) датируется поздним ордовиком. Он представлен относительно небольшими протрузивными телами ультрабазитов и габброидов (дунитов, лерцолитов, пироксенитов, перидотитов, габбро, норитов, габброноритов, троктолитов и горнблендитов), которые хаотично располагаются в матрике более молодых тагилокытлымских габброидов. Скопление ультрабазитовых тел отмечено в пределах Хорасюрского массива, расположенного на юго-западе изучаемой площади. Существует мнение о кумулятивной природе этих образований.

В нормативных составах пород комплекса фиксируется оливин (реже нефелин). Интересно отметить, что щелочные разности отличаются клинопироксеновым уклоном при полном отсутствии ортопироксена, тогда как для нормальнощелочных разностей характерно развитие габброноритов (одновременное развитие и орто-, и клинопироксена).

В составе пород комплекса нами выделены две серии: щелочная и оливиновых толеитов.

По петрохимическим данным ультрабазиты комплекса преимущественно сопоставимы с бонинитами, а габброиды - с островодужными толеитами.

В породах качканарского комплекса установлена рудная минерализация титаномагнетита, ильменита, халькопирита, борнита и апатита. Так, в пределах Хорасюрского массива было выявлено комплексное титаномагнетитовое Санклымьинское проявление, где в одной из штучных проб установлены следующие содержания компонентов (%): Fe_2O_3 – 23,75; FeO – 10,28; V – 0,11; TiO_2 – 2,07; Cu – 0,192; P_2O_5 – 3,08; S – 0,03.

Тагилокытлымский комплекс (S_{1t}) объединяет нориты, оливиновые габбронориты, габбронориты, роговообманковые и лейкократовые габбро, диориты. Породами этого комплекса сложена западная часть крупного Щекуринского массива, занимающего всю западную часть района. Возраст комплекса соответствует раннему силуру.

В нормативных составах пород комплекса отмечены как оливин-нормативные, так и кварц-нормативные разности, которые отличаются широким развитием и клино- и ортопироксена (габброноритовый уклон).

Оливин-нормативные разности объединены нами в серию оливиновых толеитов, а кварц-нормативные - разделены (с помощью диаграммы AFM) на толеитовую и известково-щелочную серии.

По петрохимическим и геохимическим данным оливиновые толеиты, как правило, сопоставимы с бонинитами, а остальные габброиды - с продуктами островодужного магматизма.

В пределах ареала пород комплекса развиты кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Это, как правило, небольшие объекты, сложенные жильным кварцем с вкрапленностью пирита, халькопирита, реже сфалерита, галенита, магнетита и ильменита, при содержании Cu – 0,1-3,59%; Au – 0,1-1,5 г/т; Ag – 5,6-20 г/т.

Верхнетагильский комплекс (S_{2v}) объединяет габбро, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогранодиориты и тоналиты, слагающие западную часть Щекуринского массива. Возраст комплекса соответствует позднему силуру. Восточные контакты массива с вулканитами силура сопровождаются зонами дробления с медно-порфировой минерализации.

На описываемой площади породы комплекса слагают Щекуринско-Сертыньинский массив, в составе которого выделено три интрузивные фазы.

Первая фаза представлена преимущественно габброидами, среди которых распространены роговообманковые и пироксен-роговообманковые разности; вторая фаза – это диориты и кварцевые диориты; третья фаза сложена плагиогранитами, плагиогранодиоритами и плагиориодацитами.

В нормативных составах пород комплекса широко развиты и клино- и ортопироксены. В габброидах первой фазы количественно преобладают дериваты толеитовой серии, а в магматитах второй и третьей фаз - известково-щелочной.

По петрохимическим и геохимическим данным толеитовые разности, как правило, сопоставимы с бонинитами, а известково-щелочные - с продуктами островодужного магматизма.

В южной части массива отмечено проявление Маньульпватая, где главные рудные минералы представлены пиритом (55-60%), халькопиритом (1%), блеклой рудой (до 1%), второстепенные – галенитом и сфалеритом. Содержания элементов-примесей в этих рудах составляют: Mo – 0,005%; W – 0,026-0,03%; As – 0,02%; Ag – 0,15-2,91 г/т.

Силурийская вулканогенно-осадочная (соимшорская) толща (S_{2s}) преимущественно представлена вулканогенными фациями с подчиненной ролью осадочных пород. Силурийские вулканиты с запада срезаются породами Сертыньинско-Щекуринского гранитоидного массива с образованием на контактах зон дробления и брекчирования. Верхняя граница силурийских образований проводится по подошве пачки подушечных лав, имеющих раннедевонский возраст. Вулканиты в основании толщи представлены диабазами, диабазовыми порфиритами; в центральной части – андезибазальтовыми порфиритами, реже диабазами; к кровле соимшорской толщи приурочены лавы основного состава.

Наиболее основные разности имеют явно выраженный щелочной уклон и отнесены нами к щелочной серии, остальные вулканиты (с помощью диаграммы AFM) разделены на

толеитовую и известково-щелочные серии. При этом дериваты толеитовой серии дифференцированы до исландитов, а известково-щелочной – до дацитов.

По петрохимическим и геохимическим данным щелочные и толеитовые вулканы в общих чертах сопоставимы с базальтоидами задуговых бассейнов, а известково-щелочные разности с продуктами островодужного вулканизма.

В пределах толщи отмечены кварцевые жилы с медной и медно-порфировой минерализацией.

Девонская вулканогенно-осадочная (рувшорская) толща (D₁₋₂ rv) согласно залегает на отложениях силура. Девонский вулканизм начинается с излияния афировых и редкопорфировых базальтовых лав с подушечной отдельностью. К востоку и вверх по разрезу в составе толщи афировые разности сменяются порфировыми, увеличивается доля пирокластов и карбонатных осадков.

Среди основных пород толщи широко развиты щелочные разности, которые отнесены нами к щелочной серии, остальные вулканы разделены на толеитовую и известково-щелочные серии. При этом дериваты как известково-щелочной, так и толеитовой серий дифференцированы до кислых разностей. По сравнению с вулканами соимшорской толщи, в дериватах рувшорской толщи резко падает количество известково-щелочных разностей.

По петрохимическим данным вулканы толщи преимущественно сопоставимы с продуктами задугового вулканизма.

С рувшорской толщей связаны обильная вкрапленность халькопирита и протяженная (20×3км) геохимическая медная аномалия.

Петрохимический и геохимический анализ магматических образований Приполярного Урала позволяет утверждать следующие:

- начало развития региона связано с процессами спрединга, о чем свидетельствуют щелочные и толеитовые серии салатимского и качканарского комплексов;

- дальнейшее развитие структур Приполярного Урала связано с островодужными режимами, когда наряду с растяжением фиксируются и импульсы сжатия (что отражается в совместном развитии толеитовых и известково-щелочных серий).

Развитие магматизма Приполярного Урала дополняет общую картину эволюции магматических образований уральского региона [1].

Однако следует отметить некоторые отличия в островодужных режимах силура и девона.

С одной стороны, преобладание продуктов известково-щелочной серии в позднем силуре, несомненно, свидетельствует о нарастании процессов сжатия в этом сегменте земной коры. Эти конвергентные процессы, вероятно, явились следствием сокращения пределов Палеоазиатского океана и его разделения на Уральский и Монгольский океанические бассейны на завершающей стадии каледонского геотектонического цикла.

С другой стороны, резкое увеличение дериватов толеитового типа в девоне, скорее всего, отражает процессы рифтогенеза на ранней стадии герцинского геотектонического цикла в пределах Уральского океанического бассейна [2].

Литература

1. Волченко Ю. А., Иванов К. С., Коротеев В. А., Оже Т. // Литосфера. 2007. № 3. С. 3-27. 2. Добрецов Н. Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, №1-2. С.5-27.

МАГМАТИЧЕСКИЕ, МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКОПЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ*А.Г. Мочалов*(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, mag1950@mail.ru)

С 19 века проблемы образования и эволюции скоплений минералов платиновой группы (МПП) в габбро-пироксенит-дунитовых (ГПД) плутонических комплексах остаются актуальными на протяжении второго столетия.

В наших работах была приведена детальная характеристика МПП и породообразующих минералов ГПД плутонов, россыпных месторождений платиновых металлов Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья. Наиболее детально изучен ГПД массив Гальмоэнан, с которым связаны крупные россыпные месторождения и рудопроявления платиновых металлов Корякского нагорья. Обоснована принадлежность ГПД плутонов к ассоциации подобных палеоостроводужных образований Юго-Восточной Аляски. Описаны закономерные особенности их строения: дунитовое тело надстраивается верлит-клинопироксенитовой, а затем – габброидной оболочкой. ГПД плутоны комагматичны пикрит-базальтовым потокам поздний мел – палеоценовой Ачайваямской островной дуги. Формирование крупных дунитовых тел объясняется многократными поступлениями недифференцированной пикритовой магмы в "канал-камеру" и периодической кристаллизацией хромшпинель-оливинового и оливин-клинопироксеного кумулятов с удалением остаточного расплава. Из остаточного расплава последовательно формировались пироксениты и габброиды. Дуниты ГПД массивов обнаруживают закономерную зональность деформационных структур, обусловленную синмагматической рекристаллизацией, длительной транспортировкой и остыванием.

Результаты исследований минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ) ГПД плутонических комплексов Корякской складчатой области позволили выделить несколько минералого-геохимических и генетических типов ассоциаций МПП (таблица): 1) магматогенного платинового (Pt); 2) магматогенно-флюидно-метасоматического платинового (Pt); 3) магматогенно-флюидно-метасоматического осмисто-платинового (Pt>Os); 4) флюидно-метаморфогенного иридисто-платинового (Pt>Ir); 5) гидротермально-метасоматического (Pt-Cu). В результате стало очевидным, что модель генезиса, как МПП, так и их месторождений надо понимать: как совокупность различных способов собственной кристаллизации индивидов и агрегатов, многообразных физико-химических условий их организации, а так же неодинаковых геологических процессов минералообразования (что соответствовало понятию генезиса минералов Д.П. Григорьева 1961 г.).

В основе предлагаемой нами генетической модели эволюции МПП лежит следующий ряд важных положений.

1. В кумулятивных сериях пород – дунитах, пироксенитах и габбро – преимущественным распространением пользуются МПП Pt типа. Судя по относительно равномерному, "фоновому", содержанию ЭПГ (десятки мг) в породах, МПП Pt типа находятся в рассеянной форме. Они представлены преимущественно отдельными кристаллическими индивидами, размерами не более сотни мкм. В таком же рассеянном виде находятся и микроскопические индивиды сульфидов Fe и Ni с примесями ЭПГ.

2. Наличие и широкое распространение различных петрографических фаций дунитов в массивах свидетельствует о многократной их кристаллизации из различных циклов недифференцированного пикритового расплава.

Таблица

Основные МПГ минералого-геохимические типов ГПД плутонических комплексов

Минералы платиновой группы	Минералого-геохимические типы				
	Pt 1	Pt 2	Pt>Os	Pt>Ir	Pt-Cu
Самородная платина – (Pt,Fe,Rh,Pd)	А	А	ААИ	Не обн.	Не обн.
Изоферроплатина - (Pt, Rh,Pd) ₃ Fe	ИИИАА	ИИИАА	АААИ	АИ	—
Изоферроплатина - (Pt,Ir) ₃ Fe	АИ	Не обн.	Не обн.	АААИИ	—
Тетраферроплатина - PtFe	ААИИ	АААИИ	А	ААИВ	АА
Туламинит - Pt ₂ FeCu	Не обн.	А	А	ААИВ	ААА
Хонгшит - PtCu	—	Не обн.	Не обн.	А	АА
Самородная медь с платиной – (Cu,Pt)	А	—	А	А	АА
Самородный осмий - (Os)	ИВ	ИВ	ВВА	В	Не обн.
Самородный осмий - (Os,Ir)	ИВ	Не обн.	Не обн.	В	—
Самородный иридий - (Ir,Os,Pt)	И	—	—	В	—
Гексаферрум – (Fe,Ru,Os,Ir)	В	—	—	В	—
Куперит - PtS	Не обн.	В	АВ	АВ	АА
Бреггит - (Pt, Pd)S	—	В	Не обн.	Не обн.	В
Сперрилит - PtAs ₂	ИИА	ИИА	—	ИАВ	АА
Платарсит - Pt(As,S) ₂	И	В	—	В	Не обн.
Лаурит - RuS ₂	И	—	В	В	—
Кашинит - (Ir,Rh)S ₂	Не обн.	В	Не обн.	В	—
Фаза-1 – оксиды Pt и Fe	—	Не обн.	А	А	—
Фаза-2 – оксиды Ir, Os, Ru и Fe	—	—	Не обн.	В	—

Примечание. Pt 1 - магматогенный Pt тип. Pt 2 - магматогенно-флюидно-метасоматический Pt тип, минералы определены в процессе работ по разработке технологии обогащения коренных платиновых руд Гальмозанского месторождения (Богданович и др., 2005ф; Зайцев и др., 2009ф). И – кристаллы, мономинеральные агрегаты; А – полиминеральные агрегаты; В – микровключения в кристаллах и агрегатах. Распространенность минералов: ИИИ, ААА – от 10 до 100 мас.%; ИИ, АА, - от 1 до 10 мас.%; И, А, В - до 1 мас.%.

3. Линзы "черных дунитов" с крупнокристаллической до пегматоидной полигональной структурой, с широким распространением в оливинах микроскопических включений хромшпинелидов, хроммагнетитов, диопсидов и МПГ Pt типа (сотни мг), представляют собой высокотемпературные продукты первично-перекристаллизованных ранних дунитовых кумулятов.

4. Интенсивная синмагматическая рекристаллизация "черных дунитов" приводит к: 1) широкому проявлению порфирокластических структур; 2) уменьшению порфирокластов оливина с микроскопическими включениями хромшпинелидов, хроммагнетитов, диопсидов и МПГ Pt типа; 3) локальному метакристаллическому укрупнению индивидов и агрегатов хромшпинелидов; 4) образованию хромититовых шлиров; 5) автономной собирательной перекристаллизации рассеянных МПГ Pt типа и локальному развитию агрегатов МПГ Pt>Ir типа. В начале рекристаллизации "черных дунитов" из магматогенных МПГ Pt типа и сульфидов Fe и Ni флюидом растворялось большее количество легкоподвижных в газовых средах элементов - Ru, Os и Ir. Это обстоятельство фиксируется несколько повышенными содержаниями Ru, Os и Ir в новообразованных МПГ Pt>Ir типа. Рекристаллизация мелкокристаллических дунитов приводит к новообразованию незначительных скоплений хромититов и МПГ Pt>Ir типа. В процессах синмагматической рекристаллизации крупнокристаллических полигональных "черных дунитов" и кумулятивных мелкокристаллических дунитов происходит трансформация относительно равномерного геохимического фона ЭПГ (около первой сотни мг/т) на бедный (первые мг/т) с появлением локальных зон богатых содержаниями (до сотен г/т).

5. Образование МПГ происходит практически на каждой стадии кристаллизационной дифференциации пикритовых расплавов – от образования дунитов до габбро.

6. Образование МПГ Pt>Os типа с пироксеном происходит из остаточного расплава в экзоконтактовой зоне ранее образовавшихся ультраосновных пород и обусловлено контаминацией Os из ранних МПГ.

7. Минеральные агрегаты Pt-Cu типа частично и с различной интенсивностью, в виде псевдоморфоз тетрагональных минералов Pt и Cu и самородной меди, сперрилита, куперита, развиваются по агрегатам изоферроплатины, тетраферроплатины Pt, Pt>Ir и Pt>Os типов. Эти псевдоморфозы являются результатом гидротермально-метасоматической серпентинизации ультраосновных пород.

Согласно полученным нами выводам о происхождении МПГ ГПД плутонических комплексов мы предлагаем следующую модель их эволюции.

В процессе первоначального моноцикла внедрения в земную кору недифференцированной пикритовой магмы в "канал-камеру" и магматогенного петрогенезиса хромшпинелид-оливиновых и оливин-клинопироксеновых кумулятов происходит зарождение и развитие МПГ Pt типа.

На контактах остаточного расплава образуются клинопироксениты с магматогенно-флюидно-метасоматическими МПГ Pt>Os типа.

В экзоконтактах новых циклов поступлений в "канал-камеру" недифференцированной пикритовой магмы хромшпинелид-оливиновые кумуляты подвергаются высокотемпературному и флюидному воздействию. Формируются своеобразные метасоматиты – крупнокристаллические и пегматоидные полигональные "черные дуниты", обогащенные микронными выделениями хромшпинелида, хроммагнетита, клинопироксена и магматогенно-флюидно-метасоматической ассоциацией МПГ Pt типа.

Под влиянием динамических напряжений полициклических внедрений недифференцированной пикритовой магмы на ранние дунитовые тела происходит их синмагматическая рекристаллизация с флюидным перераспределением ЭПГ и развитием флюидно-метаморфогенной ассоциации МПГ Pt>Ir типа с хромититами (главная россыпеобразующая формация).

Развитие магматогенно-флюидно-метасоматической ассоциаций Pt и Pt>Os типов прямо пропорционально поступлениям в "канал-камеру" порций недифференцированной пикритовой магмы, в ряду развития от моноциклического ГПД кумулятивного комплекса до полициклического ГПД кумулятивного комплекса.

Развитие флюидно-метаморфогенной ассоциаций МПГ Pt>Ir типа зависит: 1) от субстрата, в котором она образуется – моноциклическом ГПД кумулятивном комплексе или полициклическом ГПД кумулятивном комплексе; 2) от степени рекристаллизации кумулятивных дунитов и преобразования МПГ Pt типа – от частичной до полной.

В ГПД кумулятивных комплексах рудообразующие процессы с участием ЭПГ протекают в рамках многофакторной системы, в результате эволюции которой организуются различные генетические типы скоплений МПГ в ряду рудопроявление – уникальное месторождение.

Выделенные типы скоплений МПГ и критерии их развития предлагается рассматривать как самостоятельные объекты: минералогии, геологии месторождений полезных ископаемых, поисков и разведок полезных ископаемых, металлогенического анализа регионов и эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №10-05-00030-а и № 11-05-12048-офи-м.

АНАТОМИЯ ГИГАНТСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЧАНОВИДНОЙ СКЛАДКИ, ЗАПАДНЫЕ КЕЙВЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

С.В. Мудрук¹, И.А. Горбунов², В.В. Балаганский¹, А.Б. Раевский¹

(¹Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, mudruksergey@mail.ru; ²Апатитский Филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты)

Введение. Колчановидные складки устанавливаются в зонах сильных деформаций (*shear zones*) и в основном развиты в средней коре [1]. Эти специфические складки служат индикаторами направлений перемещений горных пород во время складкообразования [2], при этом крупные колчановидные структуры маркируют значительные горизонтальные перемещения фрагментов земной коры [3]. В отечественной литературе описание колчановидных складок встречается крайне редко [4]. Данная работа посвящена: (1) описанию морфологии Серповидной структуры – одной из крупных колчановидных складок на западном замыкании Кейвского парасланцевого пояса раннедокембрийского возраста, (2) определению величины деформации пород и кинематики движений, (3) установлению кровли и подошвы метаосадочных пород, слагающих ядро Серповидной структуры.

Общая характеристика района работ. Ядерная часть Серповидной структуры сложена вулканогенно-осадочными образованиями, коррелируемыми с палеопротерозойскими рифтогенными толщами рифта Имандра-Варзуга [5]. Палеопротерозойский возраст этих пород подтвержден изотопным составом углерода [В.А. Мележик, личное сообщение] и Sm-Nd изотопными анализами [Мыскова, Балаганский, неопубл. данные]. Серповидная структура представляет собой единственный пока выход супракрустальных пород палеопротерозойского возраста в Кейвском террейне (при этом не исключено, что кейвские парасланцы также являются палеопротерозойскими, что и предполагают ряд исследователей). В строении этой структуры участвуют три толщи: гнейсо-сланцевая, метабазальтовая и карбонатно-сланцевая. С самого начала ее изучения Серповидная структура рассматривалась как простая синклиналь с глубиной погружения кия менее 500 м и мощностью стратиграфического разреза ~200 м [6]. Позднее было показано, что южное крыло складки срезано надвигом при движении с севера на юг, а оценка мощности разреза составила уже 875 м [5]. Затем по магнитным и ограниченным структурным данным было установлено, что Серповидная структура имеет колчановидную морфологию, при этом длина "колчана" палеопротерозойских пород достигает ~5 км [7].

Морфология складки. По результатам детальной магнитной съемки и геологического картирования установлено, что на современном эрозионном срезе структура представляет собой изоклиналичную складку с сильно пережатым южным крылом (рис.). Видимая мощность метабазальтовой толщи, которая является маркирующей для морфологии всей структуры, сокращается с ~600 м на северном крыле до ~15 м на южном, т.е. примерно в 40 раз, а карбонатно-сланцевой – примерно в 50 раз.

Метаморфизованные доломиты северного крыла падают к северо-северо-востоку под углами 35–40°, тогда как в ядерной части и на южном крыле породы падают в том же направлении под углами 50–70°. Эти наблюдения вместе с магнитными данными указывают на выполаживание осевой поверхности Серповидной структуры с глубиной: на поверхности она падает к северу под углом ~60°, а на глубине углы падения оцениваются в 30–40°.

Западное и восточное замыкания палеопротерозойской части Серповидной структуры скрыты под четвертичными отложениями, тогда как кейвские двуслюдяные сланцы (пачка Д по работе [6]), непосредственно обрамляющие оба эти замыкания, обнажены достаточно хорошо, что позволяет определить положение шарниров рядом с границей кейвских

параланцев и палеопротерозойских пород. Геометрический анализ ориентировок полосчатости и сланцеватости показал, что шарнир восточного замыкания структуры погружается к северо-западу под углом 28° (рис., диаграмма V), что определяет это замыкание как центриклинальное. Шарнир западного замыкания погружается к северо-северо-востоку под таким же углом (рис., диаграмма III), и замыкание является периклинальным. Угол между шарнирами составляет 51° , а линейность, погружающаяся в целом к северу под углами $40\text{--}60^\circ$, делит этот угол пополам (рис., диаграмма IV).

Выявленный структурный узор однозначно определяет Серповидную структуру как колчановидную синформу. Согласно анализу этого узора, длина "колчана" (длина складки по оси X [1]) составляет примерно 5 км, и эта величина совпадает с оценкой, полученной при решении обратной задачи для поля модуля магнитной индукции [7].

Синклиналь или антиклиналь? В магнетитовых кварцитогнейсах гнейсо-сланцевой толщи на северном, недеформированном крыле Серповидной структуры выявлены следующие первично-осадочные слоистые текстуры: косая слоистость, параллельная слоистость (местами с элементами градационной) и поверхности размыва. Косая слоистость и поверхности размыва указывают на то, что в северном крыле породы залегают нормально, и стратиграфический разрез наращивается к северу.

Таким образом, Серповидная синформа является ныряющей синформой. Для подтверждения этого вывода мы изучили градационную слоистость, обусловленная ритмичным чередованием лейко- и меланократовых слоев гранат-двуслюдяных парасланцев гнейсо-сланцевой толщи (лейкократовые слои отличаются повышенным содержанием граната и мусковита). Внутри ритма слои связаны постепенным переходом, тогда как границы ритма резкие. Установлено, что на границе между ритмами происходит резкий скачок величины индексов выветривания CIA, CIW и PIA [8], тогда как внутри ритмов они плавно увеличиваются, отражая увеличение степени выветрелости пород внутри ритма от подошвы к кровле. Таким образом, эти петрохимические данные указывают на нормальное залегание пород в северном крыле Серповидной структуры и подтверждают вывод о ее антиклинальном характере.

На диаграмме FAK [9] гранат-двуслюдяные гнейсы отвечают малоглинистым грауваккам, причем от кровли к подошве фемичность и глиноземистость пород увеличиваются. Это также свидетельствует об увеличении степени выветрелости вверх по ритму, т.е. о нормальном залегании пород.

Величина деформации. Существенное изменение видимой мощности пород на разных крыльях структуры предполагает разную величину деформации пород. На северном крыле породы практически не деформированы, тогда как породы южного крыла сильно рассланцованы и линеализированы. В базальтовых метапорфиритах северного крыла структуры развиты порфиробластические эпидот-карбонатные агрегаты изометричной формы. На южном крыле эти агрегаты сильно деформированы, что дает возможность рассчитать величину деформации для данных пород. Изучались образцы, выпиленные перпендикулярно плоскости сланцеватости и параллельно и перпендикулярно линейности, т.е. в плоскостях XZ и YZ эллипсоида конечной деформации, на которых и производились необходимые измерения. В метабазах южного крыла, находящихся на расстоянии 10–15 м от границы с кейвскими парасланцами, величина R_{XZ} составляет 25,4, а на расстоянии ~100 м от границы – 12,2. При этом на расстоянии ~400 м (на северном крыле) деформация пород практически отсутствует. Такое распределение величин деформации типично для гельветских покровов – максимальные в подошве покрова, а минимальные – для его верхней части [10].

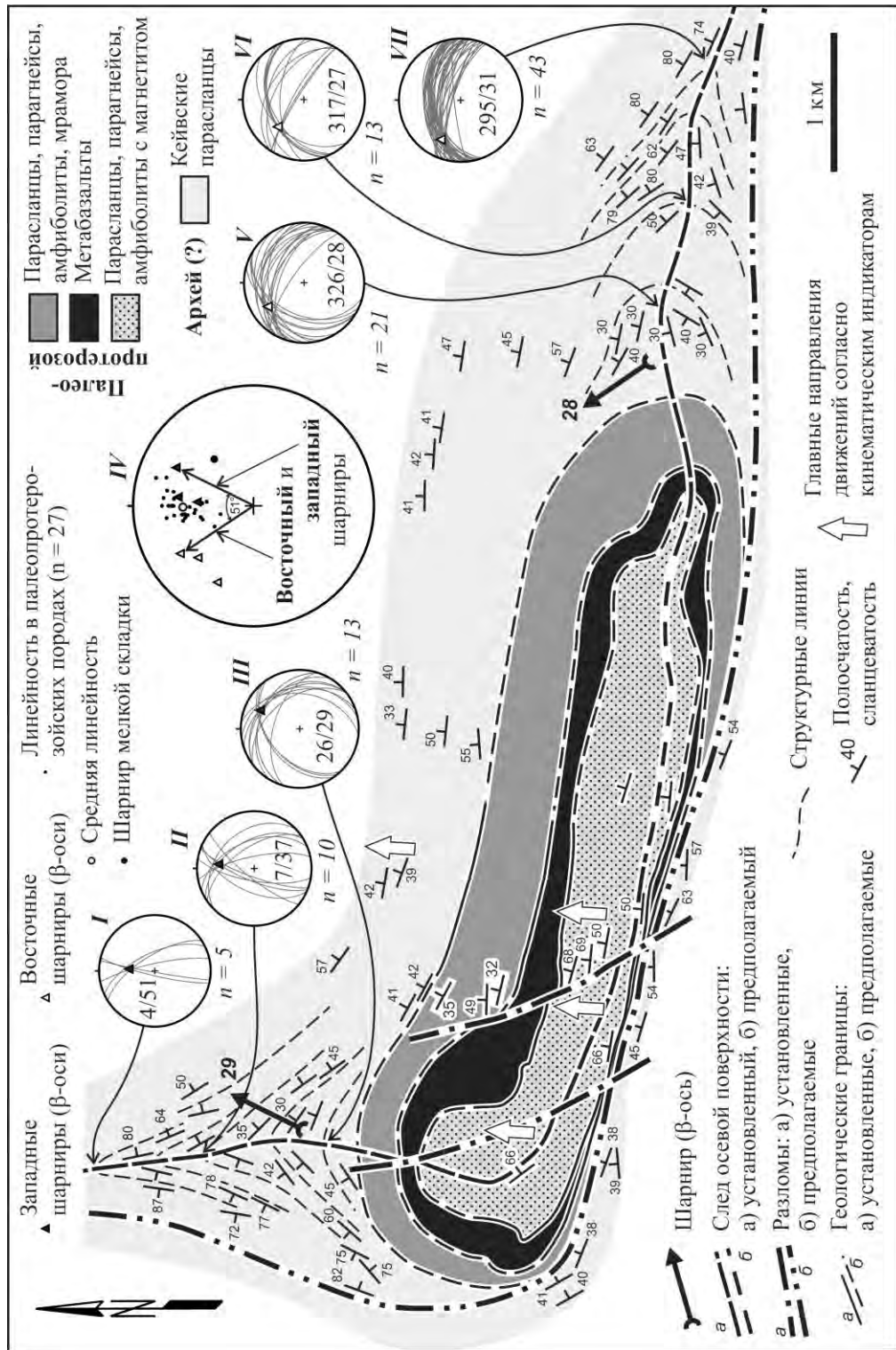


Рис. Структурно-геологическая карта Серовской структуры (стереограммы: равноплощадная проекция на нижнюю полуферу)

Кинематические индикаторы. В палеопротерозойских породах наблюдались такие кинематические индикаторы с характерной моноклинной симметрией как *c-s* и ζ -структуры. Установлены три этапа тектонических движений. Самые ранние движения происходили с юга на север, затем они сменились движениями с севера на юг. Условия метаморфизма во время этих двух этапов отвечали амфиболитовой фации. Самые поздние движения осуществлялись в направлении с юга на север в условиях зеленосланцевой фации, о чем свидетельствует участие в строении кинематических индикаторов хлорита. Мелкомасштабные колчановидные складки, с которыми была сопряжена линейность по кианиту и ставролиту и которые возникли при движениях с юга на север, наблюдались нами в кейвских парасланцах [11]. На движения с юга на север указывает и морфология Серповидной колчановидной складки, причем её размеры предполагают значительные перемещения (не меньше первых десятков километров).

Результаты. Серповидная складка, ядро которой сложено палеопротерозойскими рифтогенными породами, является гигантской колчановидной ныряющей антиклиналью. Морфологически она идентична известным гигантским колчановидным структурами, при этом локализация деформации, причем очень значительной, только в ее нижнем крыле идентична таковой в крупных складках гельветских покровов.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке программой ОНЗ-6.

Литература

1. *Alsop G.I., Holdsworth R.E.* // Journal of Structural Geology. 2004. V.26. No. 9. 1561–1589.
2. *Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: a review. Geol. Surv. Can. Paper 90–17. 1991. 72 p.
3. *Searle M. P., Alsop G. I.* // Geology. 2007. V. 35. No. 11. P. 1043–1046.
4. *Миллер Ю.В.* // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80–89.
5. *Белолуцкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др.* Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 238 с.
6. *Бельков И.В.* Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд. АН СССР. 1963. 322 с.
7. *Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В.* // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Тр. Всеросс. научн. конф. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2009. С. 110–117.
8. *Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* // Geology. 1995. V. 23. No. 10. P. 921–924.
9. *Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
10. *Ramsay J.G.* // Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society, London, Special Publications. 1981. v. 9. p. 293–309.
11. *Горбунов И.А., Мудрук С.В., Балаганский В.В.* // Материалы XXII конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-кор. профессора К.О. Кратца. 8-10 ноября 2011 г. Апатиты: изд-во K&M. С. 52–55.

Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНАЯ НЕРАВНОВЕСНОСТЬ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ЭФФУЗИВОВ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОГО РИФТА, КАК ИНДИКАТОР МАНТИЙНОЙ ГЕТЕРОГЕННОСТИ И СМЕШЕНИЯ МАГМ

Н.С. Муравьева¹, Б.В. Беляцкий²

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

²ФГУП ВНИИОкеангеология, bbelyatsky@mail.ru

Ультракалиевый магматизм, наиболее глубокий тип магматизма, обладает рядом признаков обогащенности мантийного источника редкими некогерентными элементами. Классической областью распространения ультракалиевых пород является Западная ветвь Восточно-Африканского рифта. Присутствие на сравнительно ограниченной площади пород, отличающихся по модальному и химическому составу, отражает гетерогенность верхней мантии на километровой шкале. При изучении изотопного состава минералов-вкрапленников камафугитов нами были получены новые доказательства гетерогенности мантийного источника калиевых магм Западного рифта.

В настоящей работе был определен изотопный состав свинца, стронция и неодима вкрапленников клинопироксена из четырех образцов камафугитов Торо-Анколе

вулканического поля Буньяругуру и двух образцов (угандита и лейцитита) вулкана Високе (провинция Вирунга). Измерения проводились на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме регистрации из отобранных мономинеральных фракций (чистота не хуже 99%).

Изотопная систематика стронция и неодима изученных пород Торо-Анколе ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.704629–0.705356; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.512488 – 0.512550) [1-3] свидетельствует, что их мантийный источник близок по составу к обогащенному источнику базальтов океанических островов EM1 [4; 5]. В тоже время, изотопный состав свинца тех же пород $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.998 – 19.566; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.686 – 15.737; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 39.303 – 40.264 [3] обнаруживает сходство состава с характеристиками вулканитов океанических островов EM2. Это разнообразие изотопных характеристик камафугитов объясняется длительным влиянием процессов мантийного метасоматоза на мантийное вещество.

Сравнение данных по минералам с изотопным составом камафугитов показало, что если относительно изотопного состава неодима вкрапленники в целом равновесны с вмещающей породой, тогда как по $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношению большая часть вкрапленников является изотопно-неравновесными.

На $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграммах значения изотопного состава клинопироксенов из камафугитов образуют поле вблизи модельного источника EM1, что существенно ниже данных по валовым пробам. Линия, соединяющая изотопные составы камафугитов и клинопироксенов из них попадает на тренд, связывающий расплавы из источников типа EM1 и HIMU. Это может объясняться смешением расплавов, содержащих клинопироксен с новыми порциями расплавов из более обогащенного источника типа HIMU.

Тип изотопного неравновесия по стронцию хорошо согласуется с химическим составом и структурными особенностями клинопироксенов. Состав клинопироксенов был определен нами на микроанализаторе SX 100 фирмы CAMECA. В пределах каждой породы наблюдался некоторый интервал по содержаниям петрогенных элементов, иногда - значительный, как от зерна к зерну, так и между центральной и краевой частями вкрапленников (например, 0,45-0,88 по $\text{Mg}^{\#}$). Различные зерна клинопироксенов обнаруживают зональность (прямую и обратную), что является основным петрографическим признаком неравновесности. Вкрапленники клинопироксена, в которых обратная зональность преобладает, оказываются обогащенными радиогенным стронцием относительно породы в целом.

Различие в степени изотопной равновесности клинопироксенов с вмещающей породой по неодиму и стронцию можно объяснить на основании сравнения скоростей диффузии этих элементов и времени пребывания магматических расплавов в очаге [6]. Скорость установления диффузионного равновесия для Nd гораздо ниже, чем для Sr или Pb. Таким образом, без введения новых порций изотопно-различающихся расплавов в исходное магматическое тело, изотопное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в клинопироксенах будет испытывать диффузионное переуравновешивание с вмещающим расплавом в масштабах времени типичных для «жизни» магмы. Следовательно, наблюдаемая Sr изотопная неравновесность клинопироксенов указывает на быстрое изменение состава магматического расплава, и что время между смешением изотопно-различных магм и извержением должно быть очень коротким. Более поздние расплавы, с которыми смешивались клинопироксен-содержащие магмы были значительно магниезильнее, о чем можно судить по составу краевых частей вкрапленников. Магнезиальность краевых частей большинства клинопироксенов с обратной зональностью независимо от состава центральной зоны составляет 0.80 – 0.88 для обр.11503 и 0,75-0,80 для обр.11530, что согласно коэффициенту распределения $\text{Kd}^{\text{Fe-Mg}}_{\text{Срх-Liq}}$ соответствует равновесным расплавам с $\text{Mg}^{\#} \approx 0,7$ и $\approx 0,68$ соответственно.

Обращает на себя внимание близкое сходство изотопных характеристик стронция для клинопироксенов из различных пород. В отличие от водосодержащих минералов вкрапленники клинопироксена в эффузивах наиболее устойчивы к любым процессам вторичного изменения (в том числе и метасоматическим), чем объясняется сохранность первичных изотопных меток пироксенов и близость их к характеристикам мантийного источника. Учитывая «кучное» расположение точек значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ клинопироксенов на диаграмме, можно предположить для всех изученных образцов существование единого источника с изотопным составом стронция не превышающим величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7046$.

На $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ диаграмме, в небольшое поле, которое образуют точки составов всех изученных клинопироксенов, попадают и наиболее деплетированные по стронцию, максимально обогащенные кальцием породы мафурит (обр.11503) и катунгит. Это, по-видимому, указывает на равновесность первичных расплавов этих пород с пироксенитовым источником. Присутствие ксенолитов карбонатизированных пироксенитов в породе, высокое содержание стронция (2888 ppm) и обилие карбонатов в основной массе указывает на то, что метасоматизирующим агентом мог быть карбонатитовый расплав-флюид [7].

На основании полученных результатов наиболее вероятным объяснением происхождения изученных пород является двустадийный механизм: 1- образование первичных расплавов при плавлении гетерогенного пироксенит-перидотитового мантийного субстрата и 2 - смешение магм из двух литосферных и подлитосферных горизонтов при быстром подъеме к земной поверхности.

Литература

1. *Муравьева Н.С., Беляцкий Б.В., Иванов А.В.* // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. 2009. Санкт-Петербург Том II, С.34-37.
2. *Muravyeva N.S., Belyatsky B.V., Ivanov A.V.* // XXVI international conference Geochemistry of magmatic rocks, school "Geochemistry of alkaline rocks". 2009, Abstract volume. P.107-108
3. *Muravyeva N.S., Belyatsky B.V.* // Geophysical Research Abstracts. 2009. V. 11, EGU2009-12651-1.
4. *Hofmann A.W.* // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 2. P. 61–101.
5. *Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.* // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2005. V. 6, N 5, P. 6.
6. *Jackson M. G., S. R. Hart, N. Shimizu, J. S. Blusztajn* // Geochemistry Geophysics Geosystems V. 10, N. 3, 11 March 2009
7. *Kogarko L.N., Kurat G., Naflos T.* // Contrib Mineral Petrol. 2001. V.140, P.577-587.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА СУМИЙСКИХ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ И ГРАНИТОИДОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Т.А. Мыскова¹, М.А. Корсакова², Н.М. Иванов², Р.И. Милькевич¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, myskova@gmail.com;

²ГГУП «СФ «Минерал», Санкт-Петербург, korsakova@scmin.spb.ru

На границе Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса развита нижнепротерозойская ассоциация кислых вулканитов калиевого ряда и комплекса гранитоидов, сформированных в одном и том же возрастном интервале и обладающих сходными петрогеохимическими особенностями.

Кислые вулканиты обнажаются в пределах Панаярви-Выгозерской структуры карелид, тянущейся вдоль зоны сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса. Они слагают верхнюю часть разреза сумия и отнесены в пределах Шомбозерского и Лехтинского синклиория к ожиярвинской свите. Выходы гранитоидов сумийского возраста закартированы в параллельной полосе, прилегающей с северо-востока и вытянутой в северо-западном направлении на 200 км.

В настоящем сообщении мы приводим сравнительный анализ новых петрогеохимических и геохронологических данных для кислых вулканитов ожиярвинской свиты и сумийских гранитоидов. Вопросы корреляции для совокупности этих пород до сих пор практически не рассматривались, однако они имеют большое значение для определения их генезиса и геодинамических построений.

Ожиярвинская свита, представленная кварц-плагиоклазовыми порфирами, порфиоровыми риолитами и риодацитами, согласно залегает на андезибазальтах тунгудской свиты и перекрывается сариолийскими вулканитами вермасской свиты, а на локальных участках вулканогенно-осадочными образованиями пайозерской свиты, содержащими в значительных количествах гальки кислых и основных вулканитов нижележащего сумийского надгоризонта [1]. Разрез ожиярвинской свиты ($m=800$ м) изучен нами в двух структурах: Шомбозерской и Лехтинской. Он представлен серией лавовых потоков (риолитов и риодацитов) с характерными порфиоровыми вкрапленниками голубого кварца и плагиоклаза. Типичны массивные лавы с реликтами текстур течения и флюидалности. Реже встречаются лавобрекчии и осадочно-пирокластические образования. Степень метаморфизма пород соответствует зеленосланцевой фации с локальным проявлением биотитового, амфиболового и карбонатного порфиробластеза. По химическому составу породы отвечают риодацитам и риолитам с высокими содержаниями SiO_2 (71.04-83.87 масс. %), низкими содержаниями Al_2O_3 (8.08-13.23 масс. %) и Sr (32-102 мкг/г), отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$, повышенными содержаниями Zr (150-475 мкг/г), Y (17-50 мкг/г), Nb (12-20 мкг/г), обогащенным слабо дифференцированным спектром РЗЭ с отчетливой отрицательной Eu аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.49-0.79$) и варьирующей суммой лантаноидов (25-462 мкг/г). Имеющиеся U-Pb по циркону изотопные данные, полученные классическим методом (2443 ± 5 млн. лет) [2] и с использованием SHRIMP-II для порфиров ожиярвинской свиты Шомбозерской (2437 ± 26 млн. лет) и Лехтинской (2442 ± 17 млн. лет) [1] структур совпадают и надежно оценивают время синхронного проявления сумийского кислого вулканизма в обеих структурах. Их общий конкордантный возраст составляет 2442 ± 17 млн. лет [3].

Гранитоиды изучены нами в районе оз. Поньгома, Вокшозера и Кривопорожского водохранилища, где они представлены двумя пространственно связанными ассоциациями: более ранней габбро-диорит-гранодиорит-чарнокитовой (вичанский тип) и более поздней граносиенит-гранитовой (топозерский тип) [4]. Они отличаются высокой магнитной восприимчивостью, что выражается в характерных положительных магнитных полях и содержат специфический комплекс аксессуарных минералов: от 3 до 5% магнетита, сфена и апатита. Наиболее распространенная граносиенит-гранитовая ассоциация на исследованной территории слагает крупный батолитоподобный Кривопорожский массив, осложненный двумя выступами архейского фундамента. Преобладающие в составе ассоциации граниты (биотитовые и биотит-амфиболовые) характеризуются достаточно высокими содержаниями SiO_2 (67-74.25 масс. %), Zr (297-479 мкг/г), Y (20-30 мкг/г), умеренными концентрациями Sr (223-327 мкг/г), Nb (10-17 мкг/г), низкими содержаниями Al_2O_3 (12.63-13.46 масс. %) и отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$. Для них характерна отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.62-0.75$) и сумма РЗЭ 164-292 мкг/г. Встречающиеся реже субщелочные и лейкограниты по сравнению с гранитами имеют более высокие содержания SiO_2 (73.01-76.48 масс. %), высокую сумму РЗЭ (442-516 мкг/г) с углубленным Eu минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.28-0.36$) и в большей степени обеднены Al_2O_3 (11.46-12.91 масс. %) и Sr (72-127 мкг/г). Габбро-диорит-гранодиорит-чарнокитовая ассоциация вичанского типа слагает небольшие массивы: Егутский, Поньгомский, Нембозерский и Хангозерский. Мы располагаем петрогеохимическими данными только по диоритам и гранодиоритам Егутского массива. По сравнению с гранитами они характеризуются меньшими

содержаниями SiO_2 (57.64-67.73 масс. %), большими содержаниями Al_2O_3 (13.41-15.89 масс. %) и Sr (278-380 мкг/г), более низкой щелочностью с преобладанием Na_2O над K_2O , соразмерной суммой РЗЭ (162-204 мкг/г) и $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.61-0.83$. Содержания Zr, Y, Nb находятся в сопоставимых количествах. Изотопный возраст сумийских гранитоидов (пять определений: U-Pb по циркону с использованием SHRIMP-II) находится в диапазоне $2445\pm 17 - 2397\pm 30$ млн. лет, что в пределах ошибки совпадает с возрастом кислых вулканитов ожиярвинской свиты.

Общими геохимическими чертами гранитоидов и кислых вулканитов являются низкие содержания Al_2O_3 , варьирующие достаточно низкие концентрации CaO, повышенные содержание SiO_2 и суммы щелочей с преимущественным преобладанием K_2O над Na_2O , высокая железистость ($f=0.70-0.99$) и повышенные содержания Zr, Hf, Y, Nb. Они обладают сходным распределением редких и редкоземельных элементов с отрицательной европиевой аномалией и четко выраженными минимумами Nb, Sr, P, Y на спайдерграммах. Все эти особенности состава рассматриваемых кислых пород сумия являются петрогеохимическими признаками гранитоидов А-типа. Значения индикаторных отношений Y/Nb (1.3-3.0) и Yb/Ta (1.5-5.8) и положение точек составов на диаграмме Nb-Y-Ce [5, 6] свидетельствуют о том, что они были выплавлены из сиалических пород континентальной коры. Модельный Sm-Nd возраст гранитоидов и вулканитов близки и варьируют в диапазоне 2.9-3.0 млрд. лет с ϵ_{Nd} от -1.2 до -2.9, что позволяет предположить участие в их образовании архейской континентальной коры. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса Nb-Y [7] точки составов рассматриваемых пород образуют единое поле на границе внутриплитных гранитов и примитивных островных дуг. Геохимическое сходство, а также сближенность в пространстве и во времени позволяют считать гранитоиды и кислые вулканиты продуктами единого регионального маглообразующего процесса, связанного с формированием исходных расплавов при подъеме мантийного материала в коровую область. На дискриминационных геохимических диаграммах составы изученных пород попадают в поле гранитоидов А-типа [6]. По [8] такие породы образуются при безводном парциальном плавлении биотит- и амфиболсодержащих тоналитовых гнейсов при давлении 10 кбар.

Вариации петрогеохимического состава кислых вулканитов и двух типов гранитоидов, а также отсутствие единых трендов дифференциации этих пород могут быть вызваны различными локальными причинами: индивидуальными источниками плавления, разным вкладом ювенильного материала на уровне зарождения магм и возможно различающимися условиями маглогенерации.

Гранитоиды являются глубинными аналогами кислых вулканитов и выведены на один с ними эрозионный уровень более поздними тектоническими движениями. На ряде авторских тектонических схем [9] изученные кислые вулканиты Панаярви-Выгозерского вулканического пояса и сумийские гранитоиды отнесены к разным структурам: к Карельской плите и к Беломорскому подвижному поясу соответственно. В свете приведенных данных нам представляется, что гранитоиды также принадлежат Карельской плите и обнажаются в приподнятом блоке.

Работа выполнена по проекту: «Геологическое доизучение Шомбозерско-Лехтинской площади масштаба 1:200 000, составление и подготовка к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ листов Q-36-XXVII, XXVIII, издание второе, Серия Карельская (ГГУП «СФ «Минерал»)» и при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00798-а).

Литература

1. Иванов Н.М., Корсакова М.А., Дударева Г.А. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000, серия Карельская, листы Q-36-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
2. Левченко О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С., Яковлева С.З. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 3-9.
3. Мыскова Т.А., Иванов Н.М., Корсакова М.А. и др. // Тез. докл. III Российской конференции «Проблемы плейст- и

плюм-тектоники в докембрии". Санкт-Петербург. 2011. С 124. 4. Корсакова М.А., Мыскова Т.А., Иванов Н.М.// Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. Вып. 14. 5. Eby G.N.// Lithos. 1990. V. 26. P. 115-134. 6. Eby G.N.// Geology. 1992. V. 20. P. 641-644. 7. Pearce, J. A., Harris N.B.V., Tindle A.G.// J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983. 8. Skjerlie K.P., Johnston A.D. // Geology. 1992. V. 20. № 3. P. 263-266. 9. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. КНЦ РАН. 2008. 296 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ ПОРОД ШИЛОССКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Т.А. Мыскова¹, И.А. Житникова², Н.А. Арестова¹, П.А. Львов³, Е.Н. Лепехина³

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, tmyskova@gmail.com;

²ГГУП «СФ «Минерал», Санкт-Петербург; ³ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург)

Образования шилосского мезоархейского магматического комплекса пространственно приурочены к зеленокаменным поясам Южно-Выгозерской структуры и представлены одноименным массивом плагиогранитов и широко распространенными полями маломощных субвулканических даек варьирующего состава. Наиболее подробно породы комплекса изучались коллективом сотрудников ИГГД РАН [1]. При проведении геологического картирования и составлении Госгеолкарты листа Р-36-ХП (Северо-Онежская площадь) масштаба 1:200 000 получены новые петрогеохимические, изотопно-геохимические и геохронологические данные (приводимые в настоящем сообщении), существенно расширившие представления о составе, возрасте и природе протолита рассматриваемых пород.

Наиболее типичным представителем комплекса является одноименный Шилосский массив (эллипсоидальной формы, вытянутый в северо-западном направлении на расстояние 17 км), сложенный тоналитами и трондьемитами. В комплекс также включены вулканы мелких дайковых тел, пространственно тяготеющие к зонам тектонических нарушений и выполняющие мелкие трещины субмеридионального направления. Маломощные дайки (первые метры и меньше) представлены гетерогенной группой вулканических пород широко варьирующих по составу от андезибазальтов до риолитов. Более крупные тела (первые десятки и сотни метров) сложены хорошо раскристаллизованными разностями: диоритами и гранодиорит-порфирами. Метадацит-порфиры и гранодиорит-порфиры дайкового комплекса являются экстрезивными аналогами гранодиоритов Шилосского массива.

По геохимическим особенностям гранитоиды Шилосского массива и вулканы даек шилосского комплекса схожи и близки раннедокембрийским породам тоналит-трондьемитовых ассоциаций. Общим для них является обедненность такими несовместимыми элементами как К, Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Th, U, Hf. На тройной диаграмме К-Na-Ca [2] все проанализированные породы комплекса, подобно гранитоидам основания древних щитов, выстраиваются в тоналит-трондьемитовый тренд дифференциации. Согласно классификации Б.Р.Фроста [3] изученные породы относятся к известковистой и щелочно-известковистой сериям с существенным преобладанием натрия над калием ($Na_2O/K_2O > 2$), являются низкожелезистыми, умеренно- и высокоглиноземистыми образованиями с величиной индекса ASI, колеблющейся в пределах 0.90-1.27 (с крайними аномальными значениями 0.66 и 1.98), что согласно [4], присуще высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам.

При общем относительном сходстве редкоземельных спектров породы шилосского комплекса отличаются некоторыми вариациями содержания лантаноидов. Всем разновидностям пород свойственны преимущественно умеренно и слабо дифференцированные до пологих (для риолит-порфиров) спектры распределения РЗЭ с

$(La/Yb)_N$ от 5 до 21 для гранитоидов Шилосского массива, 3-17 – для андезит-порфириров, 13-25 – для дацит-порфириров, 2-26 – для риолит-порфириров и 15-25 – для даек гранодиорит-порфириров. Группы пород отличаются значениями сумм лантаноидов, характеризующихся значительными вариациями: для гранитоидов Шилосского массива (24-85 мкг/г), андезибазальтов (46-237 мкг/г), дацитов (24-161 мкг/г), риолитов (43-337 мкг/г), гранодиорит-порфириров (119-225 мкг/г). На мультиэлементных спайдерграммах проанализированные породы демонстрируют отчетливые Nb минимумы, что типично для архейской континентальной коры [5], все вулканиты даек имеют хорошо проявленные стронциевые минимумы, а риолиты вдобавок европиевые и титановые, в то время как для гранитоидов Шилосского массива характерны отчетливые положительные аномалии Sr и Zr. Такие вариации в содержаниях редких и редкоземельных элементов могут свидетельствовать о возможном разнообразии обстановок кристаллизации родоначальной магмы, связанных с изменением термодинамических режимов и составов фракционирующих минеральных фаз.

Породы шилосского комплекса имеют сходные Sm-Nd изотопные характеристики. Близкие возрасту кристаллизации значения модельного возраста $T_{Nd}(DM)=2.8-3.0$ млрд. лет и положительные первичные значения ϵ_{Nd} (2.4-2.9), располагающиеся на диаграмме $\epsilon_{Nd}-T$ между линиями хондритового резервуара и деплетированной мантии, свидетельствуют о непродолжительной коровой предыстории протолита.

Геохимическое сходство гранитоидов Шилосского массива и вулканитов дайкового комплекса может свидетельствовать о родстве их магматических источников. Принадлежность пород шилосского комплекса к известковистой и щелочно-известковистой сериям и низкая железистость (0.3-0.7) позволяют сопоставлять их с I-гранитами по [6]. Они имеют такие же низкие концентрации K_2O , Rb, Th, U, как и граниты M-типа, а по содержаниям Zr, Y и Nb близки гранитам двух типов: I и M. Сходство изученных образований с гранитоидами I- и M-типов обнаруживается и на дискриминационной диаграмме $FeO^*/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y)$ [7]. Формирование гранитоидов I-типа может быть результатом плавления коровых метаморфизованных магматических источников или продуктом дифференциации мафических расплавов. По экспериментальным данным образование расплавов, соответствующих гранитам I-типа, может происходить при плавлении пород от основного до среднего состава. Присутствие в изученном дайковом комплексе метавулканитов средне-основного состава указывают скорее на базитовый состав плавящегося субстрата.

Таким образом, возможны следующие механизмы образования материнского расплава.

Наши породы могли бы рассматриваться в качестве продуктов кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, так как на бинарных диаграммах состава пород шилосского комплекса демонстрируют непрерывные тренды для всех петрогенных элементов, что бывает при постепенном закономерном изменении состава расплава в ходе кристаллизации комплементарных базальт-риолитовых серий. Но характер распределения редких и редкоземельных элементов в породах шилосского комплекса опровергает возможность такого механизма кристаллизации, поскольку в шилосских образованиях не происходит характерного в этом случае закономерного постепенного обогащения более кислых разностей несовместимыми легкими элементами и увеличения для них степени дифференцированности мультиэлементных спектров.

Баланс масс по главным элементам, а также полученные для пород шилосского комплекса Sm-Nd изотопно-геохимические данные не исключают возможности процесса мантийно-корового взаимодействия при их образовании (путем ассимиляции корового вещества мантийным базитовым расплавом). Для расчёта такой модели в качестве мантийного источника нами принимались составы конкретных близких по возрасту

мезоархейских габбро данного региона, которые к моменту кристаллизации пород шилосского комплекса непродолжительное время находились в коре. В качестве корового источника рассматривались тоналито-гнейсы основания. Расчет производился с использованием модели бинарного смешения по параметрам La/Sm отношение - ϵ_{Nd} [8]. Полученные результаты засвидетельствовали существенные различия в положении точек составов реальных пород и расчётной линии смешения и показали, что смешение не могло обеспечить вариаций пород шилосского комплекса.

Наиболее приемлемым механизмом формирования магм для изученных образований представляется частичное плавление основных пород нижних горизонтов земной коры. Возможность такого плавления в нашем регионе в мезоархее более чем вероятна. Высокие температуры могли создаваться давлением большого объема уже сформированных к тому моменту палеоархейских гранитоидов ТТГ ассоциаций, приводящих к плавлению маломощных подстилающих базитовых слоев. Кора могла быть разогрета и теплом мантийного плюма. При моделировании подобной обстановки использовались результаты экспериментальных данных, полученных при плавлении базальтовых магм [9]. Расчет концентраций в выплавках производился для пяти элементов: Sr, Y, La, Eu, Yb. Результаты моделирования позволили предположить неоднородный состав исходного базитового субстрата и многообразие термодинамических условий, возможно обусловленные уровнями его плавления. На стадии кристаллизации магмы процесс, вероятно, усложнялся еще дополнительным фракционированием ортопироксена и плагиоклаза (породы обеднены Sr, Eu и Yb в сравнении с теоретическими выплавками). Такой механизм формирования пород шилосского комплекса находит подтверждение и с позиции возрастных данных. Полученные классическим U-Pb методом (две пробы) [1] и с использованием SHRIMP-II для семи проб (авторские данные) дают широкий диапазон значений, свидетельствуя не об одноактном внедрении магмы, а о непрерывном процессе продолжительностью не менее 40-50 млн. лет. Наиболее древний возраст получен для даек дацит-порфира (2862±8 млн. лет), риолит-порфира (2857±14 млн. лет) и для двух проб гранодиорита Шилосского массива (2859±24 и 2853±11 млн. лет), самый молодой – для даек гранодиорит-порфиров (2785±15 и 2804±12 млн. лет) и риолит-порфира (2807±12 млн. лет). Остальные значения занимают промежуточное положение: 2835±11 млн. лет (дайка андезит-порфира), 2832±9 млн. лет (дайка дацит-порфира),

Вопрос о природе источников магм для образований шилосского комплекса требует дальнейшего изучения. Приведенные результаты исследований следует рассматривать только как один из возможных вариантов в направлении решения этой сложной проблемы.

Работа выполнена по проектам: «ГДП-200 листа Р-36-ХII (Северо-Онежская площадь)», «Составление и подготовка к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ листа Р-36-ХII, Серия Карельская» (ГГУП «СФ «Минерал») и при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00798-а).

Литература

1. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 156-173.
2. Barker F., Arth J.G. // Geology. 1976. V. 4. P. 596-600.
3. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 2033-2048.
4. Арт Дж. // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.
5. Rudnick R.I. // Nature. 1995. V. 378. P. 571-578.
6. Chappel B.W., White A.J. // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173-174.
7. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407-419.
8. DePaolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. Springer-Verlag. 1988. 187 p.
9. Zamora D. Fusion de la croute oceanique subductee: approche experimentale et geochimique // Clermont-Ferrand: Universite Theses Universite Blaise Pascal. 2000. 314 p.

РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

Э.Б. Наливкина

(ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Boris_Borisov@vsegei.ru)

Раннедокембрийская земная кора слагает щиты, фундаменты древних платформ и срединные массивы рифейских и фанерозойских складчатых систем. На базе комплексных исследований раннедокембрийских (3.7 – 1 млрд лет) образований прослежено во времени развитие магматизма и метаморфизма в русле авторской концепции «о единстве и борьбе» стадий океанизации (преобладающе мафического магматизма и изохимического метаморфизма) и континентализации (преобладающе салического магматизма и аллохимического метаморфизма) [Наливкина, 2004]. Выделены попарно связанные стадии: океаническая и континентальная (AR_1), океанизации континентальной коры и кратонизации ($AR_2 - PR_1$), рифтогенеза и регенерации кратонов (PR_1^2) (таблица 1).

Образования двух первых стадий слагают мозаичные тектонические структуры. Образования двух вторых стадий слагают первые в истории развития земной коры поясовые тектонические структуры. Образования двух третьих стадий представляют собой поясово-блоковые тектонические структуры.

Магматизм мозаичной тектонической структуры начался региональным проявлением примитивной офиолитовой ассоциации, за которым следовало проявление базальт-андезитовой формации, а затем и анортозитовой формации, завершающей магматизм океанической стадии. Континентальная стадия началась с образования чарнокитовой формации, а завершилась проявлением гнейсо-магматит-гранитовой формации. Соотношения формаций и ассоциаций формаций океанической и континентальной стадий имеют мозаичный характер распределения. В пограничных зонах тел мафитов и гранитов развиты магнетитсодержащие породы, которые подчеркивают мозаичную структуру. Сформировалась древнейшая континентальная кора.

С раскалыванием континентальной коры в стадию океанизации континентальной коры, в поясовых структурах появилась протоофиолитовая ассоциация, за ней следовала анортозит-габбровая формация в краевых частях поясовых структур. Последующее проявление в стадию кратонизации гранитоидного магматизма с образованием мигматит-плагиогранитовой и мигматит-гранитовой формаций привело к образованию кратонов.

Появление поясово-блоковых тектонических структур связано с раскалыванием кратонов. При этом в рифтовую стадию преобладает магматизм существенно мафического и ультрамафического составов с образованием формаций габбро-верлитовой, перидотит-пироксенит-норитовой, лампрофировой, кимберлитовой, габбро-анортозитовой и др. В стадию регенерации кратонов возникли формации гранитоидов - гранодиорит-гранитовая, гранитов рапакиви и др.

В развитии раннедокембрийской земной коры анортозитсодержащие формации проявились трижды, тяготея к границам стадий океанизации и континентализации.

С магматизмом тесно связан метаморфизм, который во времени уменьшался по масштабам проявления и по интенсивности (от гранулитовой до зеленосланцевой фации) и усложнялся по характеру проявления.

Во всех формациях стадий океанизации и континентализации во времени происходит уменьшение масштабов проявления, усложнение составов и дифференцированность в распределении пород. В составах преобладающе развитых и мафических пород и гранитов происходит уменьшение содержания алюминия, кальция, магния и увеличение щелочей железа и титана, возрастание содержания редкоземельных и редкометалльных элементов.

Таблица

Магматические и ультраметаморфические формации в схеме развития земной коры в раннем докембрии

Возраст	Тектоническая структура	Стадии тектонического развития (океанизации, континентализации)	Магматические и ультраметаморфические формации		Метаморфизм-метасоматизм	Оруденение. Главные элементы	Слой земной коры
			стадии оксидации	стадии континентализации			
1	2	3	4	5	6	7	8
2, 19 - 1 млрд лет	Сублатформенная. Поясово-блоковая	6. Регенерация кратонов		Риолитовая, граносиенитов и нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, гранитов рапакиви, гранодиорит-гранит-чарнокитовая	Метасоматизм вдоль линейных зон разломов и приконтактовых частей тел гранитоидов	TR, U, Th, Sn, Mo, W, Li, Be, Zr, Au, F, P	Локальное усложнение «гранитного» слоя
		5. Рифтовая	Габбро - анортозитовая Кимберлитовая, лампрофит-ровая, щелочных габброидов, перидотит-пироксенит-норитовая, габбро-верлитовая, пикрит-базальтовая, трахандезит-базальтовая	Прогрессивный региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой, пренимпумпеллиновой фации. Сопреженный регрессивный метаморфизм более древних образований	Fe, Ti, Al, Cu, Ni, Co, Cr, V, Pt, Au, Ag, Zn, Pb, Mn, Nb, Ta, C, U	Линзовидно-поясовое неполное разрушение «гранитного» слоя	

1	2	3	4	5	6	7	8
2,6 - 2,19 млрд лет	Протогеосинклинально-складчатая. Поясовая. Гранито-зеленокаменных областей	4. Кратонизация	Анортозит - габбровая Протофиолитовая ассоциация: Спилито-диабазовая* формация, спилито-кератофировая, дунит-гарибуртитовая, дунит-пироксенит-габбровая	Гранитов и лейкократовых гранитов, мигматит - гранитовая, мигматит - плагногранитовая	Региональная гранитизация в условиях, близких амфиболитовой фации. Сопряженная с гранитизация более древних образований	TR, U, Th, Au, Mo, Li, Be, Zr	Нарращивание и усложнение «гранитного» слоя
3,7, 3,5 - 2,6 млрд лет	Пангеосинклинально-складчатая. Мозаичная	2. Континентальная		Гнейсо-мигматит-гранитовая, гнейсо-мигматит-плагногранитовая, гранат-кордиеритовых мигматит-гранитов, чарнокитовая	Прогрессивный региональный метаморфизм в амфиболитовой - зеленосланцевой фации. Сопряженный с ним регрессивный метаморфизм более древних образований	Fe, Ti, Mn, Al, Cu, Ni, Co, Cr, Pt, Zn, Pb, Ag, Au	Поясовое разрушение «гранитного» слоя, усложнение «базальтового» слоя
3,7, 3,5 млрд лет	Пангеосинклинально-складчатая	1. Океаническая	Базальт-андезитовая формация, примитивная офиолитовая ассоциация	Анортозитовая	Прогрессивный региональный метаморфизм в условиях гранулитовой и близких ей фаций	Fe, Ti, Ni, Cu, Co, Cr, Au, Pt, Рассеяны	Магнетитовая зона. «Базальтовый» слой

*/ Термин диабаз применяется для палеотипных аналогов базальта.

Проявления магматизма и метаморфизма определяют дифференцированный характер глубинного строения земной коры континентов, усложняющийся во времени. Для магматизма характерна унаследованность развития на протяжении длительного времени. Так к структурам проявления преобладающего мафического магматизма стадии океанизации континентальной коры тяготеют более поздние образования мафического магматизма стадии рифтогенеза.

Эволюция магматизма раннедокембрийской земной коры является индикатором развития и распределения оруденения. Распределение оруденения во времени изменяется от рассеянного к поясовому и поясово-узловому. Оно приурочено преимущественно к границам стадий океанизации и континентализации во времени и краевым частям поясовых структур и крупных блоков земной коры и окнам их сочленения в пространстве.

О ВОЗМОЖНОЙ СКОЛОВОЙ ГРАНУЛЯЦИИ ИНТРУЗИВОВ ПРИ ЛАТЕРАЛЬНОМ СЖАТИИ

П.Л. Неволин, А.Н. Митрохин

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, nevypeter@yandex.ru)

Введение. Все чаще рассматриваются вопросы деформирования хрупких, в т.ч. интрузивных, пород по механизмам пликативного структурообразования. М.Г. Леонов [1], например, считает, что способность к такому деформированию хрупкая субстанция коры приобретает при волновом динамическом воздействии, благодаря наведенной грануляции (дезинтеграции, разрыхлению). Наши разработки хорошо согласуются с этой точкой зрения. В процессе тектонической фрагментации гранитоидов просматривается прямое участие сколовых напряжений, производных латерального сжатия. Видна роль тангенциальных напряжений как созидающего (структурирующего) начала при становлении интрузивов. Не исключается и прямое влечение динамической канвы тангенциальных напряжений в процессы ультраметаморфизма. В *Западном Приморье* (рис.1) сосредоточены интрузивы трех основных поколений. Их строение и позиция изучались преимущественно на макро- и мезоуровневой структурной организации коры путем наблюдений, графического и статистического моделирования структурных парагенезов [2].

Периоды гранитной структуризации. *Протерозойско-раннепалеозойский период (PR)* и его меридиональное сжатие зафиксированы в широтной средней и мелкой наклонно-опрокинутой складчатости, вергентной к северу. Она проявлена в блоках-останцах Ханкайского массива, сложенных габбро-диорито-гранито-гнейсами (рис.1). В *средне-позднепалеозойский период (PZ)* под действием его широтного сжатия были сформированы крупные структуры сплющивания: своды – Лишучженьский (Лш) и Качалинский (Кч), и прогибы – Кордонкинский (Кр) и Вознесенский (Вз), – осложненные складками 2-4 порядков. *Мезозойско-кайнозойский период (MZ)* ознаменовался доминантой северо-северо-западного сжатия, предопределившего новый структурный план, состоящий опять-таки из чередующихся длинных сводов и прогибов (вновь дискордантного – ВСВ направления) овеществленных уже поздне триасовыми гранитами и вулканитами юры и триаса. Установленные пульсации сжатия и его ортогональные переориентировки, по-видимому, связаны с ротационным механизмом деформаций, обусловленных изменениями латеральных смещений Азиатского континента и/или Тихоокеанской плиты, вызванным ускорением и замедлением вращения Земли [3]. Граниты образовывались синхронно со сплющиванием и короблением, или, несколько отставая от него во времени.

Палеозойские граниты: ордовикские, и пермские, сосредоточены в сводах меридионального направления (рис.1). Мезозойские граниты аккумулярованы в положительных структурах мезозойско-кайнозойского периода.

Гранитизация и грануляция. Формирование гранитов в большинстве случаев происходило путем магматического замещения. В них сохранились теневые формы вмещающих, и сформировались «вторичные», собственно гранитные структуры, вероятно, способствующие гранитизации и определяющие грануляцию. Ключевой признак этого, видимо, состоит в совокупной триаде: сколовой складчатости, кливажа, и гнейсоватости, производных тангенциальных (сколовых) кулоновых [4] напряжений, наведенных пульсациями латерального сжатия, поскольку расположены закономерно в региональном поле напряжения. Эта динамическая закономерность расположения и наложения затрудняет объяснение генерации вторичного рисунка за счет течения расплава, выдавливания его, избирательного замещения. Такой характер наложения указывает скорее на дискретное (импульсное) воздействие геодинамических напряжений во время гранитообразования. В качестве примеров приведем следующее. В гранитах нередки фрагменты, в которых выражена линейная упорядоченность кристаллических агрегатов от несовершенной до гнейсоватости (рис.2 А, Б). Несовершенная линейность обусловлена плохо упорядоченным положением вытянутых порообразующих минералов (рис. 2А). Элементы линейзации – гнейсоватости – представлены обычно длинным игольчатым линзообразным пунктиром светлых, реже темноцветных агрегатов (рис. 2Б). Закономерно, что в одной из трех ортогональных плоскостей – $\sigma_1\sigma_3$ – порода имеет обычную гранитную структуру. Другими словами кристаллы и гнейсоватость вытянуты по средней оси напряжения σ_2 . Все сказанное о гнейсоватости справедливо и применительно к нередко проявленному в гранитах кливажу. Но самым важной составляющей триады по отношению к гранитизации и грануляции являются вторичные складки. Такие угловато-волнистые складки проявлены и во вмещающих породах и в гранитах в виде смятых аплитовых «слоев». Поясним механизм формирования вторичной складчатости. Пусть есть гранитизируемая среда, первично анизотропная, с неоднородностью – S_0 . Возможно это первичная слоистость или сланцеватость. Допустим также, что благодаря ζ_1 заложились две главные системы сопряженных сколов – S_1 и S_2 по типу чистого сдвига; S_1 и S_2 являются надвигами (рис. 2В). Как правило, одна из двух сопряженных систем сколов развита интенсивнее. Угнетенные сколы превосходятся длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания доминантных сколов и при этом могут испытывать приоткрывание и заполнение магматическим материалом. К тому же, вероятно, образуется зона растяжения (S_3), субпараллельная направлению максимального сжатия в плоскости $\zeta_1\zeta_2$ (рис. 2Г). В ее пределах формируются угловатые сколовые формы, приоткрывающиеся по ходу смятия и заполняемые аплитами. Приоткрытые сколы превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки. При дальнейшем сжатии горной массы зона S_3 постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 \rightarrow S_3^2 \rightarrow S_3^3$. Изгиб S_3 способствует росту пористости и микротрещиноватости, благоприятных для замещения.

Заключение. Учитывая принцип подобия малых и крупных форм, можно предположить многоуровневое формирование систем сопряженных сколов, которые выступают элементами неоднородности. Во-первых, именно они делают среду неоднородной, тем самым обуславливая интерференцию складчатости при смене направления сжатия между геодинамическими периодами, во-вторых, они способствуют гранитизации, в-третьих, они определяют гранулированный характер среды, что способствует волновой передаче региональной нагрузки. Можно сказать, что парагенезы

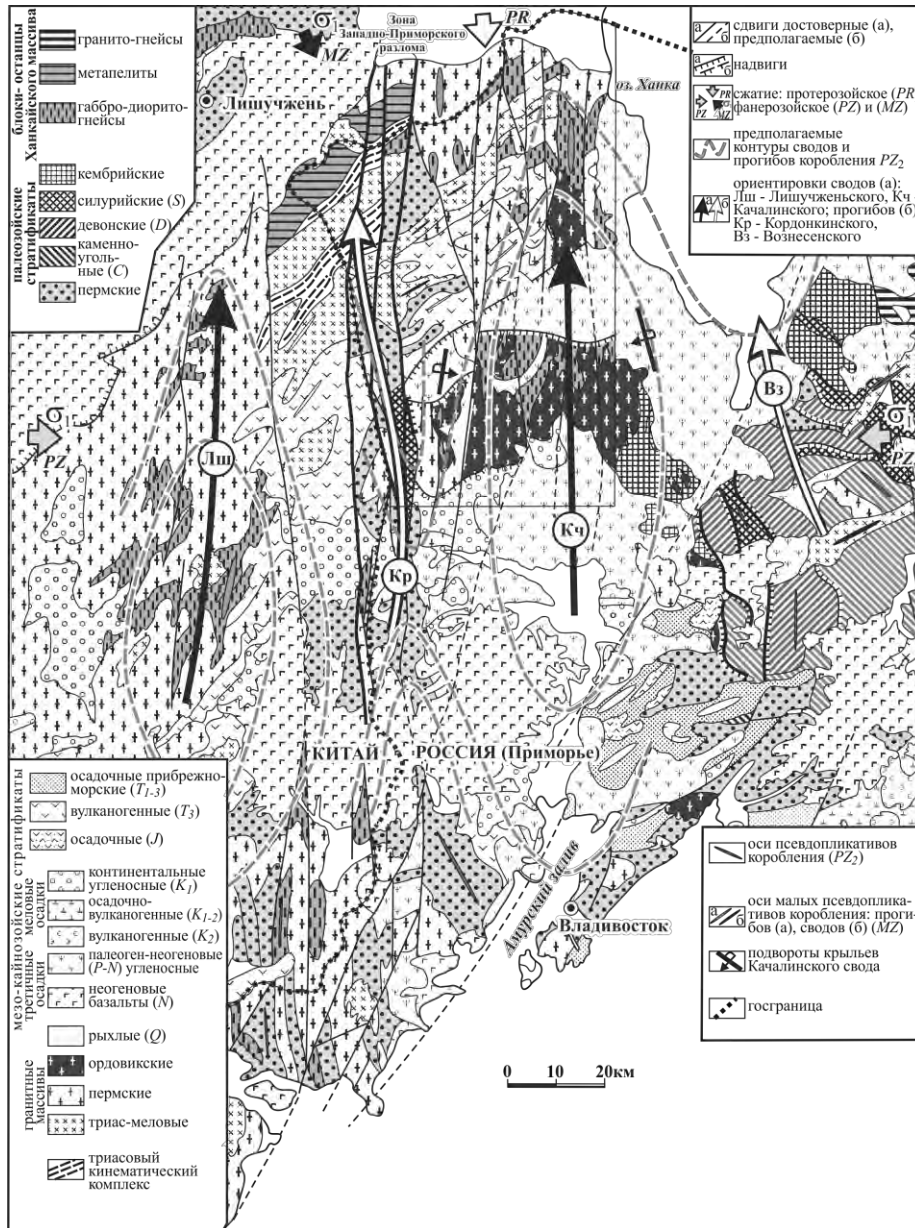


Рис. 1. Позиция PZ и MZ интрузивов в доминирующих структурно-динамических планах Западного Приморья. По материалам Т.К. Кутуб-Заде и др. [2010 г.] и собственным наблюдениям.

визуализируют собой канву тангенциальных напряжений, вероятно, многократно обновлявшейся с каждым импульсом сжатия. Не исключено, что формирование этой канвы охватывает все стадии анатектоидных (?) преобразований.

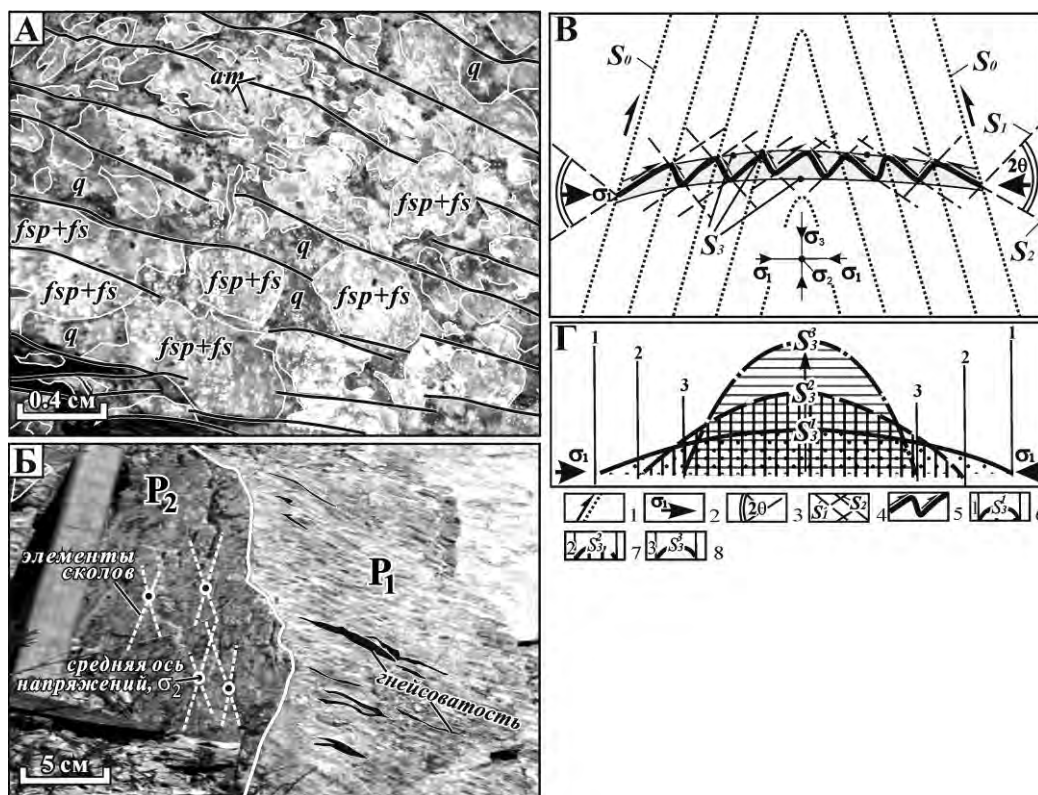


Рис. 2. Линейризованная кристаллизация (А) и гнейсификация гранитов (Б); механизмы вторичной складчатости (В) и модель поэтапного искривления сколово-складчатой зоны разуплотнения (Г) при пологом положении средней оси напряжения (σ_2).

1 – траектории сланцеватости (S_0) протокаркаса, стрелки – доминирующие тенденции смещения; 2 – направление главного продольного сжатия; 3 – угол сопряжения 2θ ; 4 – сопряженные сколы S_1 и S_2 ; 5 – аплитизированные псевдоскладчатые формы в зоне разуплотнения, ограниченной поверхностями (S_3); 6–8 – предполагаемое искривление зоны S_3 с последовательным сводообразованием за три импульса сжатия: 6 – первый, 7 – второй, 8 – третий.

Литература

1. Леонов М.Г. // Природа. 2011. № 8. С. 14–34. 2. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с. 3. Уткин В.П.// Доклады АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429. 4. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.

HFSE В СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ (ДАННЫЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ)

Л.П. Никитина

(Санкт-Петербургский государственный университет, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, lpnik@mail.ru)

Введение. Современные исследования показывают, что в Земле в отношении Nb, Ta и, возможно, Ti существует дисбаланс масс. В мантии и коре повсеместно наблюдается субхондритовое Nb/Ta отношение [1-6]. В валовой силикатной Земле (BSE) оно составляет около 14, в коре 12-13, в базальтах срединно-океанических хребтов – в среднем 14.6, тогда как в хондрите C1 – 17.4-17.6. Это приводит к предположению, что силикатная Земля потеряла некоторое количество Nb и должен существовать дополнительный резервуар с суперхондритовым Nb/Ta отношением. Таким резервуаром, как предполагается, может быть субдуцированная в нижнюю мантию океаническая кора, трансформированная в рутилсодержащие эклогиты на границе мантия-ядро [2]. Главные трудности этой гипотезы заключаются в следующем: (1) для достижения масс баланса требуется большой объем таких эклогитов в мантии (до 6%), (2) суперхондритовое Nb/Ta отношение не наблюдается в базальтах океанических островов (НИМУ базальты), которые содержат субдуцированную океаническую кору в областях их источника. Наряду с «эклогитовой» гипотезой существует, так называемая, «ядерная» гипотеза, в которой важная роль в глобальном бюджете Nb приписывается земному ядру. Согласно этой гипотезе допускающая растворение в ядре, не только ванадия и хрома, но и ниобия. Ядерная модель подтверждается экспериментальными исследованиями химических свойств Nb и Ta, свидетельствующими об изменении степени сидерофильности Nb при высоких давлениях и о более сидерофильном характере Nb по сравнению с Ta, близкому по сидерофильности к ванадию [7-8]. Известно, что ванадий несколько деплетирован в силикатной части Земли, что указывает на содержание значительной части его в ядре. Учитывая изменение сидерофильности Nb с повышением давления, допускается некоторое растворение в ядре наряду с ванадием и ниобия. Напротив, тантал, который, хотя и считается геохимическим двойником Nb, не изменяет своих свойств с возрастанием давления и имеет в силикатной Земле по существу хондритовое отношение к La. Это подразумевает, что никакого дополнительного резервуара для этого элемента не требуется.

В последнее время указывается на необходимость изучения роли континентальной литосферной мантии (КЛИМ) в глобальном бюджете Nb [9]. Модельные расчеты показывают, что около 30% недостающего Nb может находиться в КЛИМ, но высокие Nb/Ta отношения в мантии, вероятно, ограничиваются, по мнению авторов, доменами, которые подвергались карбонатитовому метасоматозу.

Для решения вопроса о роли КЛИМ в бюджете HFSE нами проведен анализ содержания этих элементов и их отношений (Nb/Ta, Nb/La, Zr/Hf, Ti/Zr) в ксенолитах мантийных перидотитов и эклогитов из кимберлитов (кратоны Сибирский, Каапваальский, Касаи, Мен) и щелочных базальтов (Центрально-Азиатский пояс, Северо-Китайский кратон, Центральный Французский массив, Шпицберген). Эти данные сравниваются с данными для альпинотипных перидотитов массивов Ронда (Испания), Балмуцио (Итальянские Альпы), Хороман (Япония), коровых эклогитов, базальтов океанических островов и островных дуг.

Результаты. Отношение Nb/Ta в большинстве ксенолитов мантийных перидотитов, несмотря на широкие колебания (от 2-3 до 70-80), превышает хондритовое (рис. 1). Это отношение в хондрите C1 равно 17.4 [10]. Наиболее высокой концентрацией ниобия характеризуются ксенолиты из кратонической мантии, наименьшей – перидотиты массивов

Ронда, Хороман и особенно Балмуцио. Отношение Nb/La выше хондритового (в хондрите C1 оно составляет 1.008) наблюдается в перидотитах из мантии (до 2), подстилающей Сибирский и Каапваальский кратоны. Суперхондритовые значения Nb/La отношения свойственны также перидотитам Центрально-Азиатского пояса (Витим, Сихоте-Алинь) и Шпицбергена. Перидотиты из мантии Северо-Китайского кратона и Центрального Французского массива имеют Nb/La отношение ниже хондритового. В перидотитах из кратонической мантии наблюдается положительная зависимость, хотя и слабая, содержания Nb от степени парциального плавления породы и отсутствие таковой для Ta. Соответственно с увеличением степени плавления возрастает и Nb/Ta отношение. Это согласуется экспериментальными данными [7-8] о зависимости коэффициента распределения ниобия между кристаллической фазой и расплавом от P и T .

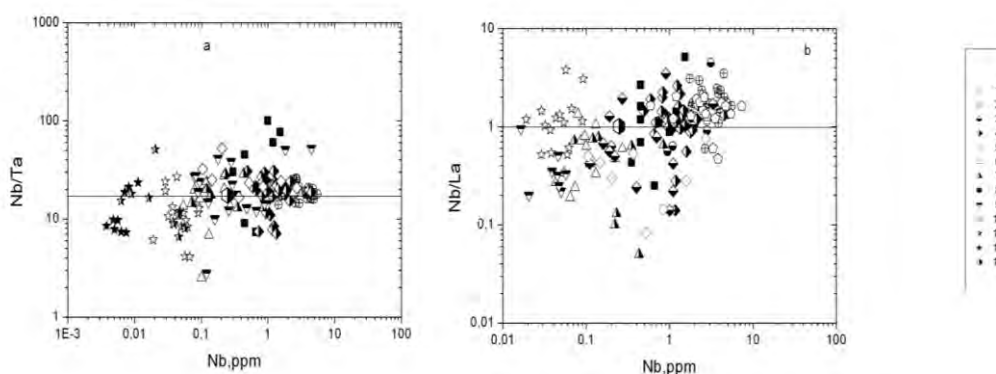


Рис. 1. Отношения Nb/Ta (а) и Nb/La (б) в ксенолитах мантийных перидотитов КЛМ: 1- Каапваальский кратон, 2 и 3 - Сибирский кратон (трубка Удачная, Токинский Становик, соответственно), 4 и 5 - Центрально-Азиатский пояс (Витим, Сихоте-Алинь, соответственно), 6 и 7 - Северо-Китайский кратон (Вангоинг и Лонггоинг, соответственно), 8 - Шпицберген, 9 - Ц. Французский массив. 10-12 -альпинотипные перидотиты (массивы Хороман, Ронда, Балмуцио соответственно). 13 - хондрит C1 [10].

В мантийных эклогитах (рис.2) из кимберлитовых трубок кратонов Кассаи (Ангола) и Мен (Сьерра Леоне) значения Nb/Ta и Nb/La отношений колеблются от хондритовых до суперхондритовых значений (до 100 и 20, соответственно). В то же время коровым эклогитам из высокобарического метаморфического комплекса (UHP) Восточного Китая свойственны значения ниже хондритовых. Образование этого комплекса связывают с субдукцией континентальной коры [11]. Эклогиты же высокобарического метаморфического комплекса Северного Тибета, которые, как предполагается, образовались в результате субдукции океанической коры [12], характеризуются хондритовыми значениями Nb/Ta и Nb/La, подобными таковым в базальтах океанических островов [5].

Отношение Zr/Hf в перидотитовых ксенолитах изменяется от хондритовых (в хондрите C1 = 36.0) до суперхондритовых (до 50-70), лишь некоторые ксенолиты, вынесенные из мантии Северо-Китайского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса (Витимский и Дариганский регионы) характеризуются значениями ниже хондритовых. Низкие значения Zr/Hf (от 35 до 10) свойственны всем альпинотипным перидотитам. В перидотитовых ксенолитах из мантии Каапваальского и Сибирского кратонов наблюдается

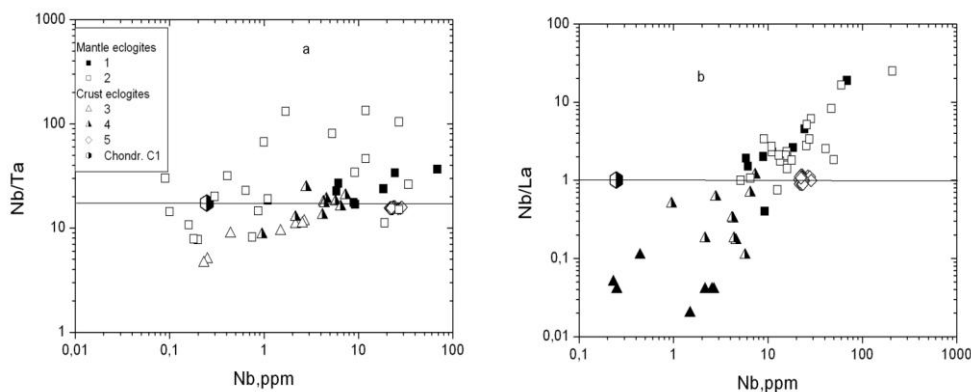


Рис. 2. Отношения Nb/Ta (а) и Nb/La (б) в ксенолитах мантийных эклогитов и в коровых эклогитах. 1-2 - мантийные эклогиты: 1 - кратон Кассаи, Катока, 2 - кратон Мен, комплекс Койду; 3-5 - коровые эклогиты: высокобарические комплексы В. Китая, (3-4) и С. Тибета (5). C1 - хондрит [10].

положительная корреляция между значениями Nb/La и Zr/Hf. В ксенолитах мантийных эклогитов подобная корреляция не установлена.

Заключение. Континентальная литосферная мантия может рассматриваться как один из резервуаров с суперхондритовыми отношениями Nb/Ta, Nb/La, Zr/Hf. Высокие значения Nb/Ta в перидотитах отчасти могут быть связаны с высокой степенью их парциального плавления, при котором происходит фракционирование Nb и Ta вследствие того, что D_{Nb} между реститом и расплавом при повышении температуры и давления возрастает, а D_{Ta} тантала остается неизменным.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 10-05-01017, 11-05-00346).

Литература

1. Barth M.G., McDonough W. F., Rudnick R. // Chem. Geol. 2000. V. 165. P. 197-213.
2. Rudnick, M. Barth, I. Horn, W. McDonough. // Sci. 2000. V. 287. P. 278-281.
3. Munker C., Pfander J.A., Weyer S., Buchl A., Klein T., Mezger K. // Sci. 2003. V. 301. P. 84-87.
4. Weyer S., Munker C., Mezger K. // EPSL. 2003. V. 205. P. 309-324.
5. Pfander J.A., Munker C., Stracke A., Mezger K. // EPSL. 2007. V. 254. P. 158-172.
6. Konig S., Shuth S. // EPSL 2011. V. 301. P. 265-374.
7. Wade J., Wood B.J. // Nature. 2001. V. 409. P. 75-78.
8. Mann U., Frost D.J., Rubie D.C. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 7360-7386.
9. Pfander J., Jung S., Munker C., Stracke A., Mezger K. // Geochim. Cosmochim. Acta 2012. V. 77. P. 232-251.
10. Palme H., O'Neill H.St. C. // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 2. 2.01. P. 1-38.
11. Zhang Z.-M., Shen K., Sun W.-D., Liu Y.-Sh., Liou J.G., Shi C., Wang J.-L. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 3200-3228.
12. Zhai Q.-G., Jahn B.-M., Zhang Ru.-Z., Wang J., Su L. // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 1356-1376.

ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА СУБСТРАТА МЕТАСОМАТИТОВ ТУРУПЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Н.Ю. Никулова, О.В. Удоратина

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nikulova@geo.komisc.ru)

Редкометальное комплексное Турупьинское месторождение, расположенное на границе Северного и Приполярного Урала в истоках рек Бол. Турупья и Мал. Туяхланья, известно уже более 40 лет, в связи с удаленностью и труднодоступностью до настоящего времени слабо изучено. В настоящее время известно семь рудоносных зон, общей

протяженностью около 6 км, где где комплексное (Be-Nb-REE-Zr) оруденение, носителем которого являются гентгельвинсодержащие полевошпатовые метасоматиты, локализовано в разломной зоне среди низкоградных ордовикских метаморфитов. При этом остается неясным характер субстрата, по которому развиваются рудоносные метасоматиты.

Литолого-геохимические особенности пород северной части Турупинского рудного поля изучены с использованием методики литохимии [1], дополненной петрографическими исследованиями, позволившими выявить первичные реликтовые структурно-текстурные особенности пород.

В ходе литохимической обработки данных 41 силикатного анализа пород, с использованием «Стандарта ЮК», были рассчитаны литохимические модули (и построена модульная диаграмма (рис. 1) в координатах НКМ–ЖМ [1], на которой различные литологические разновидности пород попадают в разные кластеры, отражающие особенности минерального состава пород, их генезис и степень метасоматической переработки.

Наименее измененные хлорит-мусковит-полевошпат-кварцевые сланцы составляют *кластер IV*. По данным нормативного минерального пересчета, кварц составляет 31, кислый (№12) плагиоклаз 23.8, хлорит 14.2, мусковит (8.8), калиевый полевой шпат 9.5, эпидот 2.6 и парагонит (2.3 %). Рудные минералы составляют в сумме 5.7 %.

В *кластер VI* вошли два образца кварц-хлорит-полевошпатового сланца, в которых преобладает кислый (№8) плагиоклаз (47.7 %). Хлорит составляет 17.5 %, а рудные минералы 8.8 и карбонат 7.3 %. Эти сланцы представляют собой альбитизированные и карбонатизированные породы по базитовому субстрату.

Породы кластера V представлены мелкозернистыми рассланцованными песчаниками с хорошо различимыми в шлифеобломочными зернами различной степени окатанности. В них содержится максимальное количество слюды – около 19.6 %.

Мусковит-кварц-полевошпатовые сланцы кластера III имеют порфировую структуру с лепидогранобластовой структурой основной ткани. Порфировидные вкрапленники представлены преимущественно кислым плагиоклазом. На отдельных участках прослеживается первичная аплитовая или микропойкилитовая структуры. В породах этого кластера на долю полевых шпатов приходится около 44 %.

Породы кластера II представляют собой сланцы с бластопорфировой структурой, в которых основная ткань сложена преимущественно альбитом. по данным нормативного пересчета составляющим 70.3 %. Сланцы содержат также калиевый полевой шпат (8.4 %), хлорит (3.5%) и слюды (в сумме 4.7 %).

Жильные кварц-полевошпатовые образования составляют кластер I, сложены преимущественно кварцем (48.1%) и кислым (№2) плагиоклазом (41.2 %). В незначительных количествах присутствуют лейкоксен, апатит, мусковит, парагонит, хлорит, калиевый полевой шпат, карбонат и гематит.

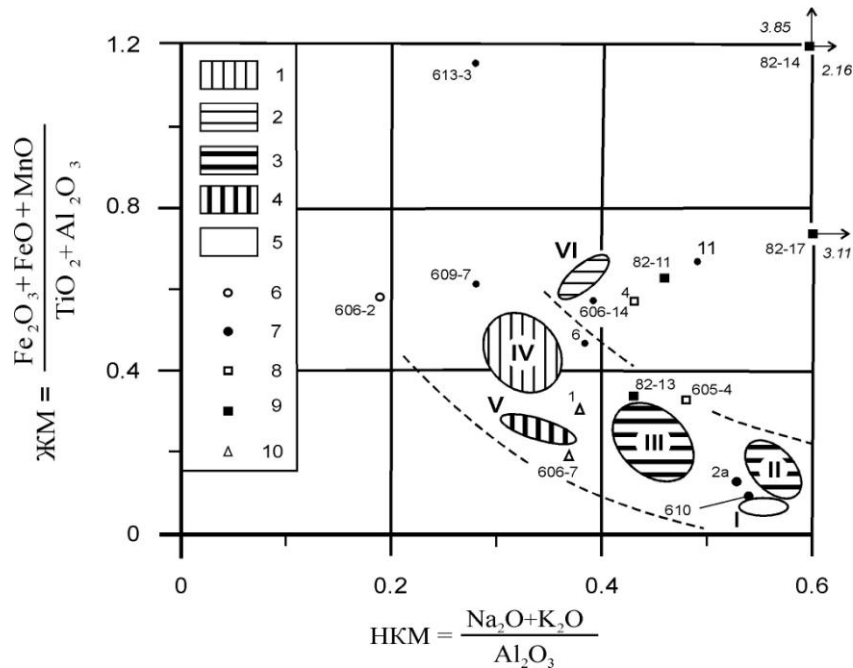


Рис. 1. Модульная диаграмма. 1 – хлорит-мусковит- полевошпат-кварцевые сланцы; 2 – кварц-хлорит-полевошпатовые сланцы; 3 – мусковит-кварц-полевошпатовые сланцы; 4 – песчаники; 5 – кварц-полевошпатовые жильные породы; 6–10 – точки вне кластеров: 6 – габбро; 7 – сланцы; 8 – песчаники; 9 – карбонатные породы; 10 – кварц-полевошпатовые жильные породы.

Кроме уже рассмотренных выше, остались образцы пород, имеющие существенные особенности состава, не позволяющие усреднить их в кластерах.

Нормативный минеральный пересчет одного анализа габбро-долерита показал, что порода состоит (%) из плагиоклаза № 51(45.9), амфибола (37.9), хлорита (10), магнетита (3.0) и ильменита (1.5), полевого шпата (0.6) и карбоната (0.5). Полевошпат-кварцевый (обр. 606–7), кварц-хлорит-полевошпатовый (обр. 606-14), серицит-хлорит-кварц-полевошпатовый (обр. 6) сланцы и полевошпат кварцевые песчаники (обр. 4, 80-4, 606-3 и 605-4) отличаются содержанием слюд, карбоната или рудных минералов.

Таким образом, изученные породы имеют особенности минерального и химического составов (обогащение Na_2O и, соответственно, альбитизация), не позволяющие считать их ни нормально-осадочными, ни вулканогенными. Очевидно, что часть из них является метасоматитами по субстрату осадочных, а часть – вулканогенных образований. В первично-осадочных породах иногда сохраняются псаммитовые и псаммоалевритовые структуры, присутствуют окатанные обломки минералов. Основные вулканыты, даже не сохранившие первичную структуру, в различной степени хлоритизированные, альбитизированные диагностируются по химическому составу и на модульной диаграмме выделяются повышенными значениями железного модуля (ЖМ).

Свидетельством вулканогенной природы кислого субстрата некоторых сланцев является наличие в сланцевом матриксе участков с реликтовыми микрофельзитовой или аплитовой структурами. В 20–25 км к западу от изучаемого участка – на южном склоне массива Тельпосиз известны среднеордовикские субинтрузивные согласные тела кварцевых

порфиоров содержащих до 8.37 мас. % щелочей [2]. Возможно, аналогичные породы послужили субстратом для образования значительной части метасоматитов.

Работа выполнена в рамках инициативного проекта УрО РАН №12-У-5-1025.

Литература

1. Юдович Я. Э, Кетрис М. П., Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с. 2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г. Тэльпозиз). Объяснительная записка. М., 1999. 114 с.

ТТГ КОМПЛЕКС БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ИЗОТОПНОЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА, ИНГОЗЕРСКИЙ БЛОК (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Е.А. Ниткина, Т.Б. Баянова

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@rambler.ru)

Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры, на всех региональных геологических картах имеют название тоналит-трондjemит-гнейсового комплекса – ТТГ [1]. Процессы наложенного ультраметаморфизма и плавления (анатексиса) в комплексах основания приводили к изменению состава пород и минералов [1], в том числе к изменениям изотопных систем в минералах-геохронометрах, то есть к «омоложению» возрастных датировок. Реликтами в ремобилизованных комплексах основания бывают участки пород разных размеров и минералы, в том числе геохронометры, особенно часто циркон, обладающий наиболее прочной структурой.

Датировок древнее 3,0 млрд. лет по детритовым цирконам по Кольскому полуострову достаточно много [2; 3], что, по мнению акад. Ф.П.Митрофанова, свидетельствует о небольшом переносе материала, т.е. массивы, из которых данный циркон привносился, располагаются, скорее всего, недалеко от мест их находок. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив.

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [4; 5; 6], которые представляют собой комплекс основания. В ранее проведенных исследованиях [4; 5; 7; 8; 9] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, гранодиориты и пегматиты [10].

Изотопное U-Pb датирование проведено для проб биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08). Химический состав пород приведен в таблице (таблица).

Таблица

Химический состав гнейсов Ингозерского блока

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Н-10-01	71.12	0.26	14.22	0.22	2.94	0.037	0.65	2.46	5.20	1.70
Н-10-07	67.81	0.49	13.90	0.11	4.77	0.075	1.69	3.95	4.13	1.37
Н-10-08	66.55	0.47	13.85	1.09	4.40	0.059	2.00	4.29	4.26	1.32

Проба биотитовых гнейсов Н-10-01 отобрана в районе развития биотитовых гнейсов, юго-западный берег оз. Нижнее Капустное.

Анализ циркона из этой был проведен методом датирования единичных цирконов. Из пробы отобраны кристаллы циркона с тонкой магматической зональностью: 1 – полупрозрачные длиннопризматические кристаллы темно-коричневого цвета с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 2 – темно-коричневые полупрозрачные призматические кристаллы гиацинтового типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 3 – темно-коричневые полупрозрачные длиннопризматические кристаллы игольчатого типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 3149 ± 46 млн. лет, СКВО=0.034 (рис. 1а).

Из пробы Н-10-01 отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования классическим методом. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: из фракции -0,075 мм навеска - все цирконы фракции (№1); из фракции +0,15 мм – темно-коричневый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика слабо-трещиноватый (№2); из фракции от -0,15 до +0,1 мм – темно-коричневый прозрачный слабо-трещиноватый циркон от короткопризматического до призматического облика (№3); из фракции от -0,1 до +0,075 мм – все типы, представленные во фракции (№4). На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697 ± 9 млн. лет, СКВО=1.8 (рис. 1б).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на восточном берегу р. Умба (порог Семиверстный) отобрана проба амфибол-биотитовых гнейсов Н-10-07. Из пробы отобраны пять популяций циркона для изотопного U-Pb датирования, как классическим методом, так и методом датирования единичных цирконов.

На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: первая – второй стадией двустадийного растворения темно-коричневого прозрачного слабо-трещиноватого циркона призматического облика; вторая - темно-коричневыми полупрозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; третья – светло-коричневыми полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; четвертая - темно-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими кристаллами цирконового типа; пятая – второй стадией двустадийного растворения темно-коричневого мутного полупрозрачного слабо-трещиноватого циркона от короткопризматического до призматического облика.

На U-Pb диаграмме фигуративная точка первой популяции имеет конкордантный возраст 2667 ± 7 млн. лет, СКВО=1,2; тогда как дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2725 ± 2 млн. лет, СКВО=0,061 (рис. 1в).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на юго-восточном берегу оз. Ингозеро отобрана проба биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08. Из пробы отобраны шесть популяции циркона, представленные следующими типами: (№1) – первый этап двустадийного растворения темно-коричневого прозрачного трещиноватого циркона призматического облика; (№2) – розовый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика; (№3) - темно-коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтово- цирконового типа; (№4) - коричневыми полупрозрачными кристаллами игольчатого типа; (№5) - коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтового типа; (№6) - бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа.

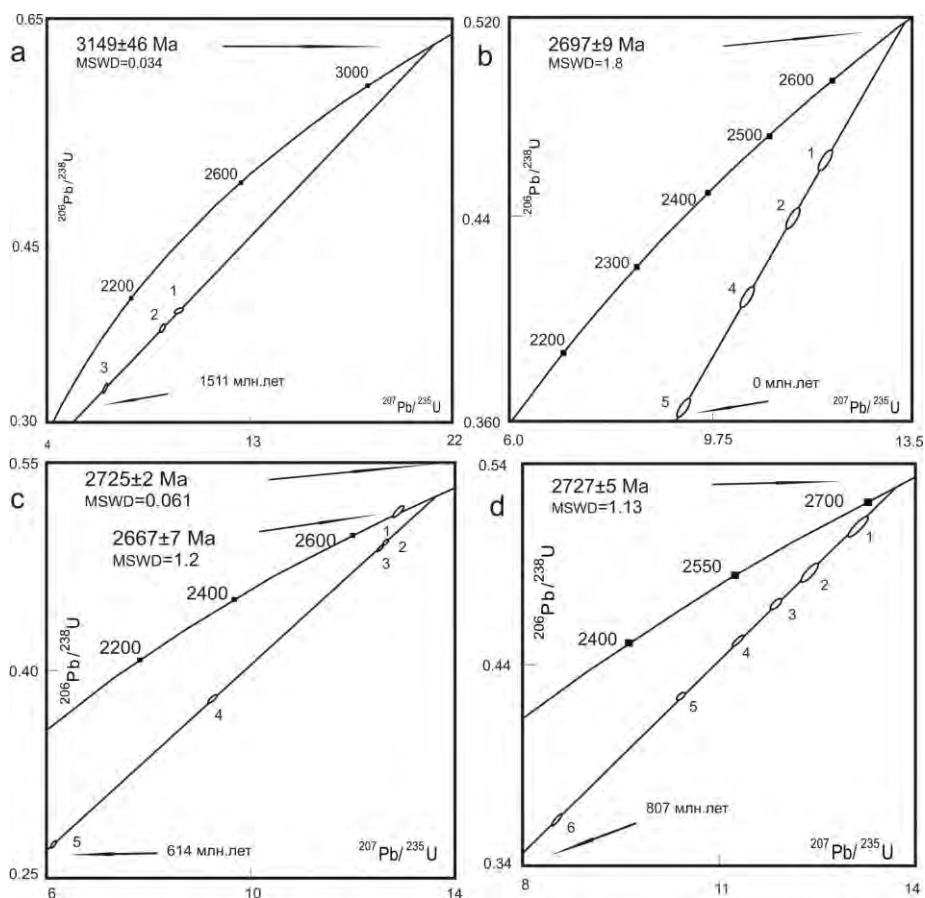


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией: а - для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (по единичным цирконам); б - для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (классическим методом); в - для циркона из амфибол-биотитового гнейса Н-10-0; г - для циркона из биотит-амфиболового гнейса Н-10-08.

На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по шести фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2727 ± 5 млн. лет, СКВО=1.13 (рис. 1г).

Выводы. Время проявления процессов метаморфизма составляет для биотитовых гнейсов – 2697 ± 9 млн. лет; для амфибол-биотитовых гнейсов – 2725 ± 2 и 2667 ± 7 млн. лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2727 ± 5 млн. лет. Наиболее древний возраст 3149 ± 46 млн., установлен для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов, скорее всего, он отражает время образования протолита гнейсов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-00570, 11-05-00817.

Литература

1. Митрофанов Ф.П. // Литосфера. 2001. №1. С. 5-14.
2. Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсия В. // ДАН. 2010. Т. 431. №1. С. 85-90.
3. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377-381.
4. Батиева И.Д., Бельков И.В. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуострова. Л. 1968. с. 5-143.
5. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.
6. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.:Недра. 1966.
7. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита

(Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 С. **8.** Загородный В.Г., Радченко А.Т.// Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. с. 3-12. **9.** Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с. **10.** Бельков И.В., Загородный В.Г., Предевский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л. 1971. с. 141-150.

ДЕВОНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

К.Л. Новоселов¹, Ю.А. Туркин²

(¹Институт природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета, Томск, nkonstantin1@rambler.ru; ²ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», jura.tourkin@mail.ru)

В пределах российской северо-западной части Рудного Алтая широким развитием пользуются гранитоидные тела девонского и более молодого возраста, локализованные в северной части Алейского поднятия. Девонские гранитоидные массивы объединяются в три магматических комплекса – алейский (D₁), змеиногорский (D₃) и устьянский (D₃) [1, 2]. Петротипами первого и последнего приняты соответственно Алейский и Устьянский массивы, а петротипом змеиногорского комплекса – массив Мохнатые Сопки [1, 2], который не представляет данный комплекс в полном проявлении, поэтому нами в качестве парапетротипического предлагается крупный Новониколаевский массив, образующий с массивами Алейским, Устьянским и Мохнатые Сопки единый магматический ареал. Дискуссионным вопросом остается недостаточная обоснованность выделения самостоятельных алейского (D₁) и устьянского (D₃) магматических комплексов. Поставленная авторами задача – провести петролого-геохимические исследования пород Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов и реконструировать геодинамические обстановки их формирования.

Новониколаевский массив представлен породами пяти фаз внедрения. Габброиды и диоритоиды *первой фазы* слагают мелкие тела, обычно интенсивно метаморфизованы и превращены в кварцсодержащие габбро-амфиболиты, менее измененные разности представлены оливиновыми габброноритами, амфиболитизированными шпинелевыми габбро, габброанортозитами и габбропегматитами. Ведущие акцессории – титаномагнетит, зеленая шпинель, сфен, апатит. Породы характеризуется умеренной и низкой титанистостью, умеренной глиноземистостью, повышенной железистостью и высокой степенью окисленности железа, нормальной щелочностью, значительными вариациями содержаний К и Р, что позволяет относить их к породам как толеитовой, так и известково-щелочной серий.

Породы II, главной, фазы внедрения, образуют небольшие массивы, крупные фазовые поля в Новониколаевском плутоне, и многочисленные мелкие тела и ксенолиты среди пород более поздних гранитоидных фаз. Породы представлены полным спектром от кварцевых диоритов до амфибол-биотитовых адамеллитов. Преобладают кварцевые диориты, тоналиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые плагиограниты. Текстура массивная, иногда гнейсовидная, строение среднезернистое, среди темноцветных минералов преобладает зеленая обыкновенная роговая обманка; полевошпатовая составляющая представлена зональным андезитом и единичными зернами микроклина, в подчиненных количествах отмечаются железистый биотит и диопсид. Среди акцессорных минералов в весовых количествах присутствуют титаномагнетит (до 50 – 70 кг/т), ильменит, рутил, циркон, сфен, апатит, ортит, монацит, в единичных зернах – гранат, ксенотим,

синхизит, топаз, корунд и др. Породы характеризуются умеренной глиноземистостью, низкой апгаитностью и нормальной щелочностью с резким преобладанием Na над K. Надкларковые содержания образуют Sc, V, Ni, Co, Y, Hf, близки к кларку – Zr, Ga, Sr, тяжелые РЗЭ. На дискриминантных диаграммах (рис.) фигуративные точки пород располагаются в поле островных дуг, приближаясь к полям внутриплитных гранитов и плагиогранитов срединно-океанических хребтов.

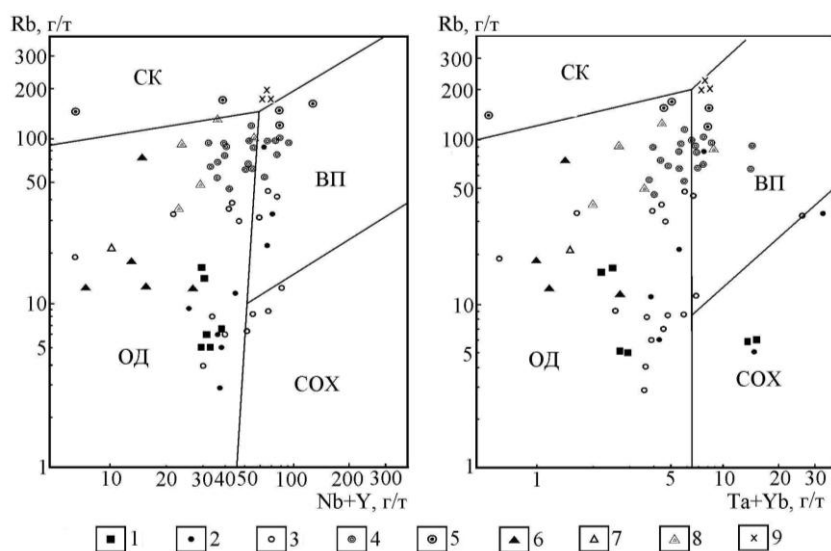


Рис. Дискриминантные диаграммы Дж. Пирса [3] гранитоидов Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов. Породы Новониколаевского массива: 1) I фазы; 2) II фазы; 3) III фазы; 4) IV фазы; 5) V фазы. Породы Алейского массива: 6) плагиограниты; 7) лейкоплагиограниты; 8) лейкограниты. Породы Устьянского массива: 9) лейкограниты. Поля составов гранитоидов: СОХ – срединно-океанических хребтов; ОД – островных дуг и активных континентальных окраин; СК – синколлизионных; ВП – внутриплитных

Породы III фазы внедрения образуют небольшие массивы и крупные поля неправильной формы в Новониколаевском плутоне. Породы представлены массивными, редко гнейсовидными биотит-роговообманковыми и биотитовыми лейкоплагиогранитами с фациями структурно отличающихся лейкоплагиогранит-порфиров. Среди аксессуарных минералов обычно присутствуют сфен, титаномагнетит, ильменит, ортит, циркон, апатит, монацит, рутил, гематит, топаз. Для лейкоплагиогранитов характерна высокая кремнеземистость (до 81,5 %) и повышенная натриевость (4,5) с резко варьирующими содержаниями K, умеренная и слабо повышенная глиноземистость, высокая известковистость, повышенные железистость и окисленность железа. Надкларковые содержания в породах образуют Sc, Ni, Y, Hf. Фигуративные точки высоконатриевых пород часто располагаются в поле островных дуг и активных континентальных окраин, при этом их порфировые разности приближены и нередко попадают в область толеитовых гранитоидов СОХ, а калишпатизированные – смещены в поле внутриплитных гранитов (рис.).

Дифференциаты IV фазы слагают штоки лейкогранитов средне-крупнозернистой и слабо порфировидной до мелкозернистой и аплитовидной структуры. Выделяются биотитовые, мусковит-биотитовые и мусковитовые разности. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, обычно мартитизированным, гематитом, цирконом, монацитом,

единичными зернами топаза, флюорита. Породы повышенно глиноземистые, с высокой апгаитностью, с высокой железистостью (0,85) и окисленностью железа, с очень низкой известковистостью (0,09) и пониженной калиевостью (0,38) при небольшом преобладании Na над K, что сближает их с гранитоидами А-типа. Распределение редких и РЗЭ во многом аналогично породам III фазы. На диаграммах Дж. Пирса [3] фигуративные точки пород располагаются на границе полей островодужных и внутриплитных гранитоидов, что характерно для активно-окраинно-континентальных образований. **Породы V фазы внедрения** пользуются ограниченным развитием и представлены существенно калиевыми умеренно-щелочными биотитовыми лейкогранитами и аплитами. Породы умеренно-низкоглиноземистые, низкоизвестковистые и высокожелезистые, повышенной щелочности и калиевости с высоким коэффициентом апгаитности (0,94). Как и породы ранних интрузивных фаз, в повышенных концентрациях содержат Sc, Ni, Y, Hf, тяжелые РЗЭ, резко возрастают отношения Rb/Sr, Nb/Ta, Th/U, понижены содержания легких РЗЭ. На диаграммах фигуративные точки пород концентрируются на границе полей островодужных и активных континентальных окраин, коллизионных и внутриплитных гранитоидов, обнаруживая, как и по петрохимическим показателям, характеристики гранитоидов А-типа.

Новониколаевский массив, в целом, представляет сложную по составу и строению многофазную полифациальную породную ассоциацию, объединяющую особенности тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой (гранитоидов андезитового ряда) и лейкогранитовой формаций [4]. Для рассматриваемого комплекса характерно преобладание пород лейкогранитоидного состава с соотношением количества основных, средних и кислых пород 1:2:12, что близко к соотношениям этих петрохимических групп в камневском вулканическом комплексе, с которым змеиногорский комплекс обнаруживает устойчивые комагматические связи и может быть объединен в единую вулканоплутоническую ассоциацию, сформировавшуюся в этап островных дуг и активных континентальных окраин.

Алейский гранитоидный массив, площадью около 300 км², располагается в северо-западной части Алейского поднятия и пересекается Центральной зоной расщеливания, что придает породам гнейсовидную текстуру. Массив повсеместно, особенно по периферии, прорывается более мелкими телами гранитоидов поздних фаз внедрения змеиногорского комплекса. Преобладающие породы – крупнозернистые биотитовые плагиограниты и роговообманковые тоналиты, фациальные разности представлены плагиогранит-порфирами и лейкоплагиогранитами. По петрографическому составу, ассоциации аксессуарных минералов (титаномагнетит, циркон, ильменит, апатит, монацит, сфен и др.), по петрохимическим коэффициентам и содержаниям большинства редких элементов (Sc, V, Co, Ni, Ga) тоналиты и плагиограниты идентичны таковым Новониколаевского плутона. Характеризуются высокой известковистостью, повышенной натриевостью, низкой апгаитностью и умеренной глиноземистостью, отличаясь надкларковыми содержаниями Sr, и пониженными концентрациями Rb, Ba, Nb, Ta, Y и РЗЭ. Установлена прямая зависимость содержаний редких щелочей, а также Nb, Ta, Y и в меньшей степени легких РЗЭ от степени наложенной микроклинизации первично низкорубидиевых и низкокалиевых плагиогранитоидов при внедрении пород поздних лейкократовых фаз. В Алейском массиве процесс калишпатизации проявился значительно слабее, чем в других массивах змеиногорского комплекса, что объясняет пониженные содержания в породах Rb, Y, Nb, Ta и др. По высоким содержаниям SiO₂ (65 – 77,5%), Al₂O₃ (14 – 16,8%), низким концентрациям Y и тяжелых РЗЭ, Nb, высоким отношениям Sr/Y = 36,5 – 40,5, La/Yb = 13,5 – 14, низким – Nb/La = 0,3, Rb/La = 0,4 породы сопоставляются с высококремнистыми гранитоидами адакитового типа, являющимися одним из индикаторов надсубдукционных геодинамических обстановок [5]. По содержаниям редких и РЗЭ плагиограниты Алейского

и Новониколаевского массивов идентифицируются с активно-окраинно-континентальными образованиями и с породами тоналит-гранодиоритовой формации Анд [6]. На диаграммах Пирса алейские гранитоиды располагаются в полях островных дуг и активных континентальных окраин, дистанцируясь от аналогичных пород змеиногорского комплекса в левую часть диаграмм (рис.). Сходство или близость по многим показателям алейских и змеиногорских плагиогранитов, позволяет отнести Алейские гранитоиды к одной из ранних фаз змеиногорского комплекса активно-окраинно-континентальной тоналит-плагиогранит-лейкогранитовой формации [4].

Устьянский гранитоидный массив, площадью около 270 км², расположен к юго-западу от Новониколаевского плутона. Наиболее распространены калиевые лейкограниты с фаціальными структурными вариациями и выдержанным составом. По содержанию щелочей выделены лейкограниты нормальной щелочности и умеренно-щелочные, при этом первые характеризуются более высокими содержаниями SiO₂ и пониженными – FeO и MgO. По петрохимическим коэффициентам породы близки усредненному составу лейкогранитов IV и V фаз змеиногорского комплекса, отличаясь повышенными содержаниями K и пониженными – Ca, редкоэлементный состав пород характеризуется надкларковыми концентрациями Sc, Cr, Y, Nb, Zr, Hf, близкими к кларку U и Th, что типично для гранитоидов А-типа, но по концентрациям Rb, Nb, Zr, Ce, Ga устьянские лейкограниты ближе к коллизионным образованиям лейкогранитовой формации. На диаграммах фигуративные точки лейкогранитов концентрируются у границы полей синколлизионных и внутриплитных.

Результаты исследований позволяют сделать вывод – все девонские гранитоиды российской части Рудного Алтая должны рассматриваться в составе единого сложного полифазного *алейско-змеиногорского магматического комплекса* с наибольшим распространением пород кварц-диорит-плагиогранитного состава (II, главная фаза внедрения) и лейкогранитов нормального ряда (IV фаза комплекса). Несколько меньше распространены лейкограниты III фазы и значительно меньше – умеренно-щелочные калиевые лейкограниты V фазы внедрения; не характерны для комплекса гранодиориты и граниты. Состав и геологическое положение комплекса позволяет рассматривать его как типовое проявление тоналит-плагиогранит-лейкогранитовой формации окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, объединяющих черты тоналит-лейкогранит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формаций. Новониколаевский, Алейский и Устьянский гранитоидные массивы представляют слабо индивидуализированные части крупного плутона, сформированного из единого магматического центра активизированной континентальной окраины в средне – позднедевонское время. Возраст алейско-змеиногорского комплекса устанавливается как по радиологическим определениям пород типовых массивов (389 – 375 млн. лет), так и комагматичностью с девонскими вулканитами формации натриевых риолитов (ранние фазы) и базальт-андезит-риолитовой формации среднего – позднего девона.

Литература

1. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов и др. [Гл. ред. А.Ф. Морозов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
3. Pearce J.A., Harris N. B. W., Tindle A.G. // J. Petrol. 1984. V.25. №4. P. 956 – 983.
4. Туркин Ю.А. // Природные ресурсы Горного Алтая. 2009. № 2. С. 70–79.
5. Defant M.J., Drummond M.S. // Nature. 1990. V. 347. P. 662 – 665.
6. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М.: Роскомнедра, Геокарт, ВСЕГЕИ, 1995. 217 с.

ЭТАПНОСТЬ МЕТАМОРФИЗМА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИАНИТА РОССИИ

В.Н. Огородников¹, В.В. Щипцов², Ю.Л. Войтеховский³, Ю.А. Поленов¹

(¹Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Vitaliy.Ogorodnikov@m.ursmu.ru; ²Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск; ³Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты)

Длительное и сложное полициклическое развитие щитов платформ, обусловленное сменой различных геотектонических режимов (от прогеосинклинали в архее до тектоно-магматической активизации в фанерозое), предопределило разносторонность и длительность проявления рудообразующих процессов, в результате которых на платформах и в областях их активизации сочетаются месторождения различных генетических типов.

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы неоднократного динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород, содержащих рудные и петрогенные компоненты. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция элементов в породах, вызванная метаморфизмом – растворением и перекристаллизацией, иногда даже расплавлением, привела к сложному распределению металлов в метаморфических породах, не всегда отвечающему первоначальному содержанию их в осадочных или вулканических породах.

От докембрия к фанерозою меняется не только масштаб метаморфических и магматических проявлений и их доля в докембрийском и фанерозойском петрогенезисе, но и, прежде всего, их физико-химический режим и геологические условия проявления, а значит, и связанного с этими явлениями метасоматизма. В фанерозое ультраметаморфизм и магматизм сосредоточены в основном в зонах дислокационного метаморфизма глубинных разломов или связан с локальными термическими аномалиями. В этом проявляются наиболее общие особенности метасоматизма в докембрии и его отличие от фанерозойских процессов [1,2,3].

В настоящее время выделено две группы (формации) продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высоко-глиноземистыми минералами группы кианита: 1. Стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя – **глиноземистая формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, кейвский тип).**

2. Нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние части шовных зон полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам – **глиноземистая формация фанерозойских складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип).**

Для большинства зональных метаморфических комплексов Кольского полуострова, Карелии, Сибири, в которых кианит-, силлиманитсодержащие породы слагают определенные зоны метаморфизма и развиваются по постархейским пелитовым толщам. Зоны обогащения высокоглиноземистыми минералами приурочены к шовным зонам с активным проявлением метасоматоза и окварцевания. С образованием метаморфогенного и метаморфогенно-метасоматического типов оруденения.

Высокоглиноземистые минералы группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит) образуются при значительных колебаниях температуры и чаще всего в условиях высокого давления. Устойчивость минералов с возрастанием температуры как функция энергии

кристаллической решетки находится в прямой зависимости от величины зарядов, входящих в нее ионов, и в обратной зависимости от их радиусов. Кроме того, уменьшение ионного радиуса катиона, а также увеличение его координационного числа, в значительной мере определяют устойчивость минералов при возрастающем давлении [4,5,6].

Взаимодействие флюида и твердой фазы в некоторых проявлениях может иметь полярно-противоположный характер: с одной стороны, состав и состояние флюида является причиной смены минеральных ассоциаций, а с другой – наоборот, изменение состава твердой фазы под влиянием меняющихся Т-Р условий определяет состав сосуществующего с ней флюида [4].

Выразительным примером такого двоякого взаимодействия может служить выщелачивание, которое осуществляется путем кристаллохимического фракционирования при метаморфизме (**метаморфогенный тип**) или в результате воздействия на твердую фазу активного кислого раствора (**метасоматический тип**).

В первом случае низковалентные ионы с большим радиусом в определенных термодинамических условиях, среди которых наибольшее значение имеет давление, оказываются неустойчивыми в кристаллической решетке большинства силикатов и уходят в раствор. Таким образом, формируются ассоциации, содержащие высокоплотные минералы, для которых характерна шестерная координация алюминия: кианит, пироп-альмандиновый гранат, хлоритоид, ставролит и др. Геологически вполне четко устанавливается приуроченность таких ассоциаций к древним, архейско-протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексам, претерпевшим высокотемпературный и высокobarический метаморфизм. Так как рассматриваемые ассоциации возникают вследствие реакции породы на изменяющиеся термодинамические условия, их необходимо отнести к числу **метаморфических**, хотя формирование самих минеральных агрегатов осуществляется с помощью **метасоматического** механизма и не является вполне изохимическим, поэтому их нужно рассматривать как **метаморфогенно-метасоматические**.

Алюмокремниевые метасоматиты локализуются в шовных долгоживущих зонах чаще всего фанерозойских складчатых областей. Чем лучше тектонически подготовлен район, тем мощнее и разнообразнее в нем проходили метасоматические процессы, тем больше они были специализированы в металлогеническом отношении. Образование алюмокремниевых метасоматитов обусловлено химическим воздействием инфильтрующегося раствора на горные породы, формируются в широком диапазоне температуры и давления тем интенсивней, чем активнее раствор и выше проницаемость пород. Естественно, для развития таких метасоматитов наиболее благоприятны зоны пониженных динамических нагрузок, чем и определяется приуроченность их к структурам растяжения, участкам повышенной трещиноватости и т. д. Соответственно, для возникающих ассоциаций характерны минералы более низкой структурной плотности, в которых алюминий в четверной координации преобладает над алюминием в шестерной координации: силлиманит, андалузит, мусковит, алюмохлориты и т. д.

Детальное изучение кианитовых месторождений позволило установить полигенность и полихронность кианитовых руд, а также выделить три природных типа руд: **метаморфогенный**, **метаморфогенно-метасоматический** и **метасоматический**, которые различаются минеральным и гранулометрическим составами и характером сростаний кианита с другими минералами [2,3,7].

Высокоглиноземистые кианит-силлиманитовые концентраты могут быть получены как путем обогащения метаморфических кварц-глиноземистых пород, так и в виде побочных продуктов при разработке россыпей, содержащих эти минералы.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России: освоение новых источников высокоглиноземистого сырья (минералы группы силлиманита и пиррофиллита, каолины, золы и др.)», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев. Исследования проводились при частичной финансовой поддержке госбюджетной темы Г-3 (УГГУ).

Литература

1. Рундквист Д. В., Бушмин С. А., Глебовицкий В. А., Михайлов Д. А., Рудник В. А. // *Метасоматиты докембрия и их рудоносность*. М.: Наука, 1989. С. 5 - 16. 2. Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. *Минерогения шовных зон Урала. Кочкарский рудный район (Южный Урал)*. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2004. 216 с. 3. Коротеев В. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. *Минерогения шовных зон Урала*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 414 с. 4. Кейльман Г. А., Огородников В. Н. О взаимодействии флюида с минеральными системами при метаморфизме // *Флюидный режим земной коры и верхней мантии*. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1977. С. 79-80. 5. Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия образования кварцево-жильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала. /Дисс.... д-ра геол.-минер. наук. Екатеринбург, 1993. 328 с. 6. Щербакова Т.Ф. // *Геология метаморфических комплексов*. Свердловск, изд. СГИ, 1982. С. 58-63. 7. Войтеховский Ю. Л. // *Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала*. Апатиты, ГИ КНЦ РАН, 2010.

РИФЕЙСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС БУРЛИНСКОЙ ЛОКАЛЬНОЙ СПРЕДИНГОВОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Д.А. Орсов, А.Н. Булгатов, Р.А. Бадмацыренова, И.В. Гордиенко
(Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, magma@gin.bsnet.ru)

Введение. В пределах Байкальской горной области на рубеже примерно 1 млрд. лет произошла мощная деструкция раннедокембрийской континентальной коры. В Западном Забайкалье в этот период активно формировались Байкало-Муйский и Баргузино-Витимский океанические бассейны и сопряженные с ними Келянская и Метешихинская островодужные системы [1]. В этих районах широко распространены средне-позднерифейские сложно дислоцированные осадочно-метаморфические толщи, выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского турбидитовых террейнов [1, 2]. Среди осадочно-вулканогенных толщ встречаются фрагменты, сложенные серпентинизированными гипербазитами, габброидами и metabазальтами типа N- и E-MORB, указывающие на их спрединговую природу.

Примером подобных образований может служить хорошо изученная позднерифейская Шаманская палеоспрединговая зона, выделенная в северо-восточной части Верхневитимского турбидитового террейна [1, 3, 4]. Другим примером может служить сравнительно недавно выделенная позднерифейская Бурлинская локальная спрединговая зона [4]. В её структуре покровы базальтовых пород были известны давно. Однако, только в последнее десятилетие благодаря работам А.Н. Булгатова, П.В. Осокина, В.А. Макрыгиной, В.К. Хрусталева и др. были получены первые сведения о составе и геологическом положении этих базальтов в итанцинской свите. По комплексу признаков было показано, что излияния базальтовой магмы произошло в глубоководных условиях в структуре типа океанического трога или рифта [1]. Вместе с тем, их интрузивные производные до настоящего времени не были инденцифицированы, хотя в Бурлинской зоне известен ряд базит-ультрабазитовых массивов (Метешихинский, Острая Сопка, Фурай, Водораздельный), которые в виде «останов» располагаются среди гранитоидных пород баргузинского и витимканского комплексов. Естественно возникает вопрос – а не являются ли эти интрузивные массивы комплементарными образованиями для итанцинских базальтов, т. е. другими словами, не образуют ли они с базальтами единую вулcano-

плутоническую ассоциацию? Для решения этого вопроса вашему вниманию предлагаются результаты изучения Метешихинского массива – самого крупного и наиболее представительного по составу слагающих его пород среди базитовых интрузивов Бурлинской зоны, и сопоставление полученных результатов с опубликованными данными по сопряженным метабазальтам итанцинской свиты.

Бурлинская палеоспрединовая зона. Находится на юго-западе Верхневитимского турбидитового террейна во фронтальной части Метешихинской островной дуги, в бассейне рр. Итанца, Кома и Метешиха (правые притоки р. Селенга). Основной её объем занимают гранитоидные породы баргузинского и витимканского комплексов. Осадочно-вулканогенные образования, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, расчленены на две свиты: итанцинскую (нижнюю) карбонатно-базальтово-терригенную и бурлинскую (верхнюю) сланцево-карбонатную [5]. В составе итанцинской свиты выделены три литофациальных комплекса: кварцит-песчано-сланцевый, доломитово-кремнисто-сланцевый и известняково-сланцево-базальтовый. Первые два комплекса образовались в шельфовых условиях, третий, заключающий покровы базальтов – в глубоководных условиях в структуре типа океанического трога или рифта (Гордиенко и др., 2010). Бурлинская свита сложена доломитами и известняками, содержащими прослойки кварц-ультрадисто-серицитовых и серицит-кварцевых сланцев, кварцитов.

Метешихинский массив. Расположен в междуречье Метешихи и Большая, правых притоков р. Селенга, в 80 км от впадения ее в оз. Байкал. Он имеет форму вытянутого в северо-восточном направлении прямоугольника при общей протяженности около 12 км и ширине от 1,5 до 4 км и находится среди гранитоидных пород витимканского и баргузинского комплексов. На восточном фланге и на юго-западе он непосредственно контактирует с карбонатными породами и сланцами итанцинской свиты. По всему южному контакту к массиву примыкает полоса диоритов и кварцевых диоритов. Массив по объему примерно на 70-75 % состоит из габбро и габбро-норитов, меняющихся от оливинных меланократовых габбро до габбро-анортозитов. Ультраосновные породы представлены небольшими удлиненными телами перидотитов (верлиты, лерцолиты), которые располагаются в центральной части массива вдоль его простираия среди пироксенитов и оливинных габбро. Местами хорошо проявлена первично-магматическая дифференциация. Для пород массива характерна высокая железистость (f) раннего оливина (16,7 -28,1 %) и высокая основность плагиоклаза (92,2-79,1 %). Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариацией железистости от 14,2 % в плагиоперидотитах до 26,0 % в габброноритах. Ортопироксен отвечает бронзиту с изменением железистости от 19,8 % в ультраосновных породах до 29,0 % в габброноритах. Характерной особенностью Метешихинского интрузива является широкое развитие во всех типах пород первичномагматических амфиболов, представленных эденит-паргаситом ($f=17,6 - 44,3$ %) и магнезиальной роговой обманкой ($f=10,4 - 47,6$ %). Оба амфибола характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 (11,8 – 15,8 мас. % в эденит-паргасите и 5,7 – 11,2 мас. % в магнезиальной роговой обманке) и Na_2O (до 2,47 мас. % в паргасите). В целом железистость всех породообразующих минералов последовательно нарастает от перидотитов и пироксенитов до габброноритов, в этом же направлении уменьшается основность плагиоклаза.

Сопоставление геохимических особенностей метабазальтов итанцинской свиты и пород Метешихинского массива. По соотношению кремнезема и суммы щелочей все разновидности пород Метешихинского массива и итанцинских метабазальтов относятся к ряду низкощелочных (нормальных) пород и характеризуются повышенной глиноземистостью, низкими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 и преобладанием Na_2O над K_2O . Содержание и характер распределения петрогенных элементов в породах Метешихинского

массива отвечают тренду фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Спектры распределения РЗЭ и редких элементов (спайдер-диаграммы), как в породах массива, так и в базальтах очень близки между собой, обладают однотипным нефракционированным или слабофракционированным трендом распределения и несут черты сходства с базальтами COX, производными обогащенной мантии E-MORB типа с отклонениями в сторону N-MORB [6]. Присутствие на спайдер-диаграммах интрузивных пород Sr-максимума отражает, возможно, присутствие субдукционной компоненты. По Sr и Nd изотопным характеристикам ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - 0,5128-0,5129 и 0,5123-0,5125; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 0,7052-0,7063 и 0,7039-0,7041 соответственно для базальтов и габброидов массива Острая Сопка и Метешихинского массива) они также соответствуют обогащенным базальтам, источником для которых были мантийные резервуары HIMU и EM1. Модельный возраст для базальтов - $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$ составляет 1149-1211 млн. лет (Булгатов и др., 2006; Гордиенко и др., 2010), а для габброидов обоих массивов этот показатель несколько выше и укладывается в интервал 1544-1751 млн лет.

Определение абсолютного возраста. Для определения возраста Метешихинского массива и массива Острая Сопка нами проведено Ar-Ar датирование по первичномагматическим амфиболам из роговообманковых габбро. В полученном $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектре для Метешихинского интрузива наблюдается устойчивое плато с возрастом 809 ± 6 млн лет, отвечающее 95 % выделенного ^{39}Ar . Близкое значение возраста выявлено и для массива Острая Сопка, расположенного в 15-20 км севернее Метешихинского интрузива. Получено плато с более 85 % отделением ^{39}Ar , отвечающее возрасту 844 ± 8 млн лет. Возраст италинских метабазальтов, определенный U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), оказался равен 839 ± 11 млн лет, что свидетельствует о синхронности проявления интрузивного и базальтового магматизма.

Таким образом, геохимические и изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о том, что ультрабазит-базитовые интрузии и метабазальты италинской свиты верхнерифейской Бурлинской локальной спрединговой зоны образуют единую вулcano-плутаническую ассоциацию базальтового состава, формирование которой происходило в условиях растяжения земной коры на стадии раннего спрединга (Булгатов и др., 2006). Источником родоначального расплава могла служить обогащенная мантия E-MORB типа.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов ОНЗ РАН 2.1. и ОНЗ РАН 10.1.

Литература

1. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. // Геология и геофизика. 2010. Т.51. №5. С.589-614.
2. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 000 000. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2004. CD ROM.
3. Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н. // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 60-63.
4. Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И. // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т.1. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. С. 112-115.
5. Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашиин В.Г. // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 50-59.
6. Суцеская Н.М., Бонатти Э., Пейве А.А. Каменецкий Н.Н., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И., Кононков Н.Н. // Геохимия. 2002. № 1. С. 30-55.

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ В МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ЮГО-ВОСТОКА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СИСТЕМЫ*Б.Ф. Пальмский¹, З.А. Пальмская²**(¹СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, palymsky@neisri.ru; ²ОАО «Магадангеология», Магадан)*

Связь большинства рудных проявлений с магматическими и метаморфическими образованиями эмпирически подмечена уже давно. Ее изучение позволяет установить закономерности размещения различных полезных ископаемых, поэтому разнообразные проблемы этой связи в разных аспектах обсуждаются в многочисленных публикациях, рассматриваются на геологических совещаниях и конференциях. Многообразны представления о характере соотношения магматизма, метаморфизма и оруденения, от признания ведущей роли магматических и метаморфических процессов в образовании рудных месторождений до отрицания какого-либо существенного влияния их на формирование руд. При этом обычно не подвергается сомнению главный принцип металлогенического анализа, четко сформулированный Ю.А. Билибиным [1]: «Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса, т.е. осадконакоплением, тектоническими движениями (развитием структур), магматической деятельностью и метаморфизмом». Конкретные примеры подобной взаимосвязи изучались авторами на рудных объектах юго-восточной части ЯноКолымской складчатой системы Северо-Востока России.

На правом берегу среднего течения р. Колыма обнажен позднеюрский Среднеканский интрузив общей площадью около 300 кв. км [2]. Он размещается в интенсивно дислоцированных песчано-глинистых отложениях ранне- среднеюрского возраста, выступающих как структурно-вещественная основа и фактор литологического контроля оруденения [3], слабо вскрыт эрозией (кровля массива погружается к северо-западу до 1-2,5 км), но контуры его уверенно прослеживаются по геофизическим данным. В экзоконтактах и над кровлей интрузива размещаются протяженные свиты и поля даек широкого диапазона кремнекислотности; их пространственная связь с массивом, одинаковый возраст по U-Pb-SHRIMP датированию, аналогичный петрографический состав и характер фазовых отношений позволяют относить дайки и интрузив к единой диорит-гранодиорит-гранитной формации.

Относительно интрузива четко проявлена метаморфическая, метасоматическая и рудная зональность. Зональность регионально-контактового метаморфизма (переходная фация от мусковит-роговиковой к зеленосланцевой) выражена в смене «внутренней» биотит-кордиеритовой зоны (с железистостью биотита 34-50%) вблизи массива зоной умеренножелезистого биотита (железистость 50-54%), затем зоной высокожелезистого биотита (56-58%) и стильпномелановой. Также хорошо проявилась метасоматическая зональность - смена грейзеновой формации в пределах выходов интрузива и его маломощной кровли формацией березитов (сочетающейся с хлорит-серицитовыми метасоматитами) на удалении от контактов. В зонах крупных разломов и на более высоких горизонтах кровли, т.е. в областях пониженных давлений, установлены аргиллизиты.

Рудные формации обнаруживают избирательную связь с метаморфическими и метасоматическими формациями. Проявления золоторедкометалльной формации размещаются непосредственно в интрузивных телах и в их экзоконтактах, охватывая зоны биотит-кордиеритовую и умеренножелезистого биотита, и ассоциируют с грейзенами.

Рудные тела представлены кварц-арсенопирит-леллингитовыми жилами и прожилками с золотом и висмутом. Золото образует тонкие включения в арсенопирите и леллингите, практически не высвобождается при выветривании, т.е. формация не является россыпеобразующей. На удалении от массива (зоны высокожелезистого биотита и стильномелановая) в березитах размещаются малосульфидные (арсенопирит, сфалерит, галенит) кварцевые и кварц-карбонатные жилы золото-кварцевой формации. Выделения золота в рудах крупные, иногда самородковые, и большинство промышленных россыпей района имеют четкую связь именно с этими коренными источниками. Золотое оруденение во внутренней части зоны березитов принадлежит к золото-арсенопиритовому типу золото-кварцевой формации, во внешней – к золото-антимонитовому. В аргиллизитах размещаются кварцевые жилы с вкрапленностью золота и серебряных минералов (кераргирит, акантит). Аналогичная зональность установлена нами и около других массивов и штоков позднеюрского возраста Яно-Колымской системы (Сылгытар, Бургагы, Бодрый, Нетчен-Хая, Профессорский и др.).

Смена грейзенов аргиллизитами наблюдалась на золоторедкометалльном месторождении Чапак. Ярким примером перехода грейзенов в аргиллизиты и связи с последними богатой золотосеребряной минерализации является Бургагынский шток диорит-гранодиорит-гранитовой формации [4]. Несмотря на небольшие размеры (около 3 кв. км), шток, также как и Среднеканский массив, отличается сложным строением. Слагающие его габбро, диориты, гранодиориты, тоналиты, адамеллиты и граниты сформировались в 4 фазы внедрения. Во вмещающих осадочных толщах верхней перми вблизи интрузива выделяются зоны биотит-кордиеритовая и умеренножелезистого биотита. В породах штока и его экзоконтактов проявилась слабая площадная грейзенизация, на фоне которой, в основном в экзо- и эндоконтактных зонах, выделяются линейные участки повышенной трещиноватости, где породы грейзенизированы более интенсивно, вплоть до типичных грейзенов. В крупных зонах разломов (протяженные зоны дробления и трещиноватости шириной до 80 м), представляющих собой участки более низких давлений, создавались открытые системы, где возникали условия для кислотного выщелачивания с образованием гидротермалитов формации аргиллизитов. С грейзенами ассоциирует золоторедкометалльное оруденение. Рудные тела представлены кварц-арсенопиритовыми жилами и прожилками; в арсенопирите в виде тонкой вкрапленности содержится самородное золото и минералы висмута. К зонам аргиллизации приурочены кварцевые жилы с золотом и фрейбергитом, принадлежащие золото-блеклорудному типу золотосеребряной формации. На удалении от контактов штока известны промышленные россыпи золота, вероятно связанные с проявлениями золото-кварцевой формации.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о тесной связи магматизма, метаморфизма и оруденения, образующих единую рудно-магматическую ассоциацию (таблица).

Таблица

Позднеюрская рудно-магматическая ассоциация

Магматическая формация	Зоны регионально-контактового метаморфизма	Формации метасоматитов	Золоторудные формации
Диорит-гранодиорит-гранитная	Биотит-кордиеритовая. Умеренножелезистого биотита	Грейзены	Золото-редкометалльная
	Высокожелезистого биотита. Стильномелановая	Березиты	Золото-кварцевая
		Аргиллизиты	Золотосеребряная

Подобные рудно-магматические системы представляют собой статистически устойчивый парагенезис разнотипных геологических формаций, определяющий возможность образования промышленно значимых концентраций полезных ископаемых. В зависимости от изменения температурных условий и давления образуется закономерный латеральный ряд золоторудных формаций: золоторедкометалльная – золото кварцевая – золотосеребряная.

Литература

1. Билибин Ю.А. // Избранные труды, Т. III. М.: АН СССР, 1961. С. 149-165 2. Палымская З.А., Палымский Б.Ф. // Генезис рудных формаций и практическое значение рудноформационного анализа. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1990. С. 21-27 3. Палымский Б.Ф., Палымская З.А. // Научно-технический прогресс и политехническое образование на Северо-Востоке, ч.1 (тез. докл.). Магадан: МФХПИ, 1989. С. 10-11 4. Палымская З.А. // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 186-189.

ОБОБЩЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАГМ (ВЯЗКОСТЬ, ДИФФУЗИЯ ВОДЫ)

Э.С. Персиков

(Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, persikov@iem.ac.ru)

Введение. Вязкость магм и диффузия воды в них являются чрезвычайно важными динамическими и структурно-химическими свойствами. Вязкость определяет многие особенности процессов эволюции и становления магм и их динамики в условиях существования в земной коре и мантии, а также при вулканических извержениях. В свою очередь диффузия воды также оказывает значительное влияние на многие особенности магматических процессов, в том числе, на скорости смешения магм разного состава и массообменные процессы в них, на динамику пузырения магм, дегазацию и кристаллизацию расплавов, а также на интенсивность вулканических извержений [1]. Огромное разнообразие по составу петрогенных и летучих компонентов, гетерофазность, широкий спектр температур и давлений, являются главными особенностями существования магматических расплавов в природе. Экспериментальные исследования вязкости такого рода систем и диффузии компонентов в них при высоких температурах и давлениях представляет собой сложную техническую и методологическую проблему [2]. Несмотря на значительный прогресс в этой области экспериментальной петрологии и геохимии, достигнутый за несколько десятилетий, включая результаты систематических исследований автора с сотрудниками [3, 4, 5 и др.], остается чрезвычайно актуальной проблема разработки физико-химических моделей расчета и прогноза вязкости магматических расплавов и диффузии воды в них в переменном поле T, P – параметров и составов. Необходимо отметить, что практически все предложенные модели расчетов и прогноза вязкости магматических расплавов, за исключением предыдущих моделей автора, являются эмпирическими, с чрезвычайно большим количеством подгоночных переменных. Они позволяют рассчитывать и прогнозировать только температурную и концентрационную зависимости вязкости с погрешностью, значительно большей по сравнению с экспериментом. А по диффузии воды прогнозных моделей вообще не было предложено.

Результаты и их обсуждение. Предлагаемые физико-химические модели являются дальнейшим развитием ранее опубликованной модели прогноза вязкости магм [3, 4], поэтому кратко отметим базовые принципы и новые возможности. Основное уравнение для расчетов и прогноза концентрационной, температурной и барической зависимостей вязкости

магматических расплавов предложено в виде частично измененного теоретического уравнения Аррениуса-Френкеля-Эйринга:

$$\eta^P_T = \eta_0 \exp(E^P_X / RT), \quad (1)$$

где: η_0 - предэкспоненциальная константа, характеризующая вязкость расплава при $T \rightarrow \infty$,

($\eta_0 = 10^{-3,5} \pm 10^{0,1}$); T – абсолютная температура в градусах К; E^P_X - энергия активации вязкого течения (кал/моль), которая является функцией давления и состава расплава, включая летучие компоненты; $R = 1.987$ (кал/моль °К) – универсальная газовая постоянная; и η^P_T - вязкость расплава при данной температуре и давлении (0,1 Па·сек или пуазы).

Для характеристики состава магматических расплавов в моделях используется весьма эффективный параметр расплава (K) или (NBO/T) – степень деполимеризации, или коэффициент относительной основности, отражающий в должной степени химизм и структурные особенности расплавов. В последнее время этот параметр успешно используется и применительно к характеристике валового химизма магматических пород. Расчет этого параметра производится по химическому составу расплава (породы), выраженному в масс. % окислов, по простой методике [2].

На основе доказанного постоянства η_0 в уравнении (1), были получены новые сопоставимые значения энергий активации вязкого течения для всего банка опубликованных экспериментальных данных по вязкости близиквидусных силикатных, алюмосиликатных и магматических расплавов, и получена обобщенная структурно-химическая зависимость энергий активации вязкого течения от состава $E = f(K)$ [3].

Ранее было экспериментально доказано, что зависимости η и E алюмосиликатных и магматических расплавов от давления имеют экстремальный характер [4], что отражено в модели. При этом величина давления в точках минимумов вязкости и энергии активации очень сильно зависит от состава расплава, уменьшаясь с ростом его основности. Тогда как значения энергий активации в точках минимумов не зависят от состава расплава и, в первом приближении, численно равны энергии активации вязкого течения для метасиликатного (например, диопсидового) расплава при атмосферном давлении [4]. Для учета влияния литостатического давления на реологические параметры (η, E) магматических расплавов в модели предложена диаграмма зависимости $P_{min} = f(K)$, при построении которой сохранены все структурно-химические критерии, использованные для диаграммы

$$E = f(K).$$

Для учета влияния объемного содержания кристаллов и пузырей на вязкость гетерогенных магматических и силикатных расплавов в модели используются следующие эмпирические уравнения, полученные на основе теоретического анализа собственных и литературных данных:

$$\eta_{эф.} = \eta_{жс.} (1 - V_{кр.})^{-3,35} \quad (2),$$

где $\eta_{жс.}$ – вязкость жидкой фазы, $V_{кр.}$ – объемная доля кристаллов в расплаве (до 0,45). При этом ньютоновский режим течения, т. е. независимость $\eta_{эф.}$ от приложенных напряжений и градиентов скоростей сдвига, наблюдался при $V_{кр.} < 0,45$.

$$\eta_{эф.} = \eta_{жс.} (1 - 1,5 V_{фл.})^{-0,55} \quad (3),$$

где $V_{фл.}$ – объемная доля пузырей флюидной фазы в расплаве.

Совершенно очевидно, что для решения всех проблем по диффузии воды в магмах в полном диапазоне их составов и T , P – параметров потребуется не одно десятилетие [5, 6]. На рис. представлена диаграмма обобщенной взаимосвязи диффузии воды в магматических расплавах и их вязкости, полученная на основе анализа всего банка экспериментальных данных по диффузии воды в расплавах в ряду риолит (гранит, обсидиан) – дацит – андезит – толеитовый базальт и расчетов вязкости таких расплавов по предложенной модели (уравнения 1 – 3).

Анализ полученных результатов показал следующее: 1. Установленная взаимосвязь диффузии воды в магматических расплавах и их вязкости качественно соответствует закону Стокса – Энштейна и соотношению Эйринга, т. е. соблюдается с хорошей степенью приближения обратно пропорциональная зависимость между ними.

2. В полном диапазоне составов магматических расплавов (безводных и водосодержащих - до 6-ти мас. % H_2O) и чрезвычайно широком диапазоне изменений значений вязкости и коэффициентов диффузии воды, эта зависимость совершенно определенно разделяется на два диапазона с разными количественными соотношениями. Полимеризованные расплавы (обсидиан, риолит, дацит, сухой андезит) - на рисунке справа и деполимеризованные расплавы (водный андезит, базальт) – слева на диаграмме. 3. Точка перелома полученной зависимости имеет при этом строгий структурно-химический смысл и соответствует завершению распада каркасной структуры расплава при значении степени деполимеризации $K = 17$, т. е. соответствует безводному андезитовому расплаву.

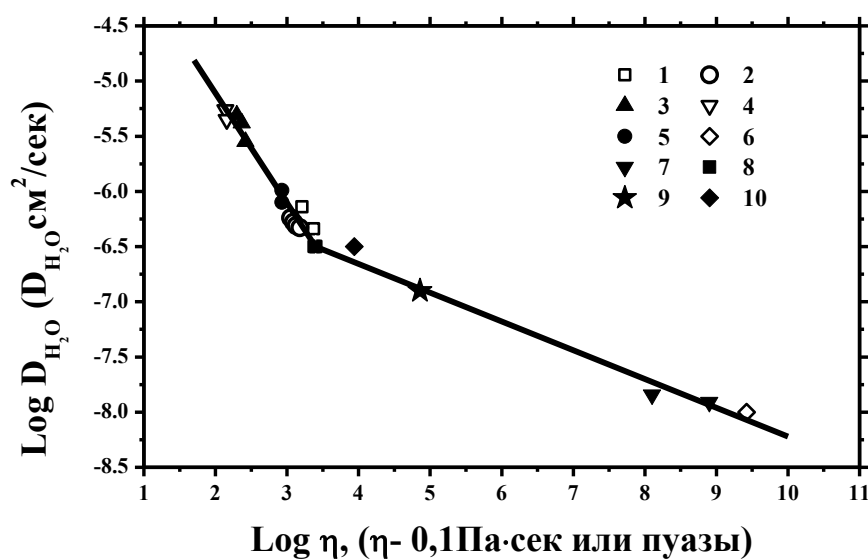


Рис. Обобщенная взаимосвязь вязкости магматических расплавов и диффузии воды в них
 1 - андезит, 1300°C, $P = 100$ МПа, C_{H_2O} до 6-ти масс. %; 2 – высокоглиноземистый базальт, 1250°C, $P = 50$ МПа, C_{H_2O} до 2.5 масс. %; 3 - базальт, 1300°C, $P = 100$ МПа, C_{H_2O} до 6 масс. %;
 4 - MORB, 1300°C, $P = 1$ ГПа, C_{H_2O} до 0.4 масс. %; 5 – андезит, 1300°C, $P = 1$ ГПа, $C_{H_2O} = 1$ масс. %; 6 – обсидиан, 850°C, P до 200 МПа, C_{H_2O} до 1 масс. %; 7 - обсидиан, 850°C, P до 500 МПа, C_{H_2O} до 1 масс. %; 8 - андезит, 1300°C, $P = 100$ МПа, $C_{H_2O} = 0$, точка перелома; 9 – риолит, 1300°C, $P = 1$ ГПа, $C_{H_2O} = 1$ масс. %; 10 – дацит, 1300°C, $P = 1$ ГПа, $C_{H_2O} = 1$ масс. %

В пределах установленных погрешностей, полученные зависимости с достаточно высокими значениями коэффициентов корреляции (R) описываются следующими простыми уравнениями, соответственно:

$$\text{Log } D(\text{H}_2\text{O}) = - (0.74 \text{ Log } \eta + 3.74); \quad R^2 = 0.95 \quad (4)$$

(деполимеризованные расплавы: андезит, базальт)

$$\text{Log } D(\text{H}_2\text{O}) = - (0.29 \text{ Log } \eta + 5.35); \quad R^2 = 0.95 \quad (5),$$

(полимеризованные расплавы: риолит, обсидиан, альбит, дацит)

где η - вязкость расплава (0,1 Па·сек или пуазы), $D(\text{H}_2\text{O})$ – коэффициент диффузии ($\text{см}^2/\text{сек}$)

Эти уравнения (4, 5) рекомендуется использовать для расчетов и прогноза диффузионной подвижности воды в магматических расплавах в диапазоне составов базальт – риолит и концентрациях воды в них до 6-ти масс. %.

Выводы.

1. Разработаны физико-химические модели расчетов и прогноза двух важнейших динамических и транспортных свойств магм: вязкости расплавов и диффузионной подвижности воды в них, как функции следующих параметров:

а) температуры; б) литостатического и флюидного давлений; в) состава расплава, включая летучие компоненты (H_2O , OH^- , CO_2 , CO_3^{2-} , F); д) соотношения катионов:

$$\text{Al}^{3+} / (\text{Al}^{3+} + \text{Si}^{4+}), \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}), \text{Al}^{3+} / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+});$$

е) объемного содержания кристаллов и пузырей (до объемных 45 %, для расчетов вязкости).

2. Характерными особенностями этих моделей являются:

а) структурно-химический подход;

б) максимально возможная простота аналитических зависимостей;

в) высокая точность прогноза, соизмеримая с экспериментальной погрешностью измерений вязкости таких расплавов и диффузии воды в них при высоких давлениях.

3. Разработана простая и чрезвычайно эффективная компьютерная программа (совместно с П.Г. Бухтияровым), которая рекомендуется для прогноза и расчетов вязкости магм и диффузии воды в них по новым моделям, с целью анализа многих особенностей магматических и вулканических процессов, а также их кинетики и динамики.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 12-05-00164., а также программы ОНЗ РАН № 9.

Литература

1. Sparks RS J., Barclay J., Jaupart C., Mader H.M., Phillips J.C. // In: Reviews in Mineralogy. Volatiles in Magmas. M.R. Carroll & J.R. Holloway. Eds. MSA. Washington. 1994. V. 30. P. 413-446.
2. Persikov E.S. The viscosity of magmatic liquids: experiment, generalized patterns; a model for calculation and prediction; application. In: –Physical chemistry of magmas. Adv. Phys. Geochem. L.L. Perchuk & I. Kushiro. Eds. Springer-Verlag. New York. 1991. V. 9. P. 1–40.
3. Persikov E.S. // Russian Geol. Geophys. 1998. V. 39. No 11. P. 1780–1792.
4. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. // Сб.: Экспериментальная минералогия, некоторые итоги на рубеже столетий. Редакторы: В.А. Жариков, В.В. Фельдкин. Наука.: Москва. 2004. Т. 1. С. 103-122.
5. Eduard S. Persikov, Sally Newman, Pavel G. Bukhtiyarov, Alexey N. Nekrasov, Edward M. Stolper (2010). Chemical Geology, vol. 276, P. 241-256.
6. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Некрасов А.Н. (2010). // Геохимия, № 3, С. 3–15.

**ПОРОДЫ ОРДОВИКСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ФАЦИАЛЬНЫЕ
УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ***О.Ю. Перфилова, М.Л. Махлаев*

(Сибирский федеральный университет, Красноярск, perfil57@mail.ru)

В северо-западном обрамлении складчатой системы Восточного Саяна наблюдается ряд наложенных структур, выполненных сложно построенной ассоциацией вулканогенных образований позднеордовикско-раннесилурийского возраста, прорванных различными по размеру коагматичными интрузиями сиенит-граносиенитового состава. Этими породами сложены Качинско-Шумихинская депрессия и восточная периферия Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин Минусинского прогиба. Благодаря блоковым неотектоническим движениям в пределах этих структур наблюдаются разные уровни эрозионного среза вулcano-плутонической ассоциации и, соответственно, образования различных уровней (фаций глубинности) в её составе: покровной, жерловой, субвулканической, гипабиссальной и мезоабиссальной.

Покровные образования данной ассоциации на современных геологических картах включены в состав имирской свиты, пользующейся широким распространением и слагающей значительные площади по периферии Минусинского прогиба. В пределах северо-западного обрамления Восточного Саяна наблюдается резко несогласное залегание базальных горизонтов вулканогенной толщи на более древних сложнорасчлененных отложениях [1, 2]. В составе нижней части разреза имирской свиты преобладают лавовые потоки и покровы однообразных чёрных оливиновых, оливин-авгитовых, авгит-плагиоклазовых и плагиоклазовых трахибазальтов, трахиандезитов, реже трахиандезитов мощностью от 1-5 до 30-40 м, часто с крупными (до 3 см) порфиристыми выделениями лабрадора №50-65, слагающими до 10-15% объёма породы. Реже в составе порфиристых вкрапленников присутствует титанавгит. Ориентировка фенокристаллов в большинстве случаев субпараллельная. Базальты и трахибазальты чередуются с прослоями лапиллиево-пепловых туфов, преимущественно литокристалловитроклитических, трахибазальтового, трахиандезитового, трахитового и смешанного состава, а также прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфоконгломератов, вулканомиктовых песчаников. В составе верхней части имирской свиты преобладают умеренно-щелочные средние и кислые породы (трахиты, трахидациты, трахириодациты), слагающие лавовые потоки мощностью от 10 до 110 м, и их туфы. Породы верхней подсвиты в основном окрашены в различные оттенки красного и коричневого цветов. Преобладают порфиристые разновидности. Характерна большая мощность вулканогенного разреза. Только по непрерывному разрезу вдоль р. Енисей около г. Дивногорска, детально изученному В.М. Гавриченко и А.П. Косоруковым, она составляет не менее 2800 м [2, 3]. Видимо, именно благодаря этому в данных структурах оказалось возможным пространственное совмещение вулканогенных образований покровной фации с прорывающими их сравнительно крупными коагматичными интрузиями (Шумихинский, Лиственский, Адрихинский массивы). Вулканогенные породы ассоциации по составу отвечают трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации и образуют непрерывный гомодромный ряд с устойчивым повышением щелочности и кремнекислотности.

Жерловые образования обычно слагают небольшие (диаметром до 200 м) неки, сложенные взрывными брекчиями, коагматичными эффузивами имирской свиты. В взрывных брекчиях преобладают обломки сиенитов и граносиенитов и трахитов, иногда – порфиристых или афировых трахибазальтов. Связующая масса брекчий

неоднородная. Чаще всего это темно-бурая полупрозрачная или непрозрачная криптовая масса с многочисленными очень мелкими обломками кварца и полевых шпатов. Цемент брекчий часто обладает флюидалной текстурой [2, 4].

Субвулканические образования представлены небольшими (площадью до 1 - 3 кв. км) интрузиями микросиенитов, сиенит-порфиоров, граносиенит-порфиоров, кварцевых сиенит-порфиоров, а также многочисленными дайками умеренно-щелочных мелкозернистых габбро и микрогаббро, трахибазальтов, трахит-порфиоров. Структуры пород порфировидные, мелко- и тонкозернистые. Микроструктуры - микрографическая, гипидиоморфнозернистая. Порфировые вкрапленники размером 0,5-10 мм представлены плагиоклазом (альбит, альбит-олигоклаз An_{8-25}), ортоклазом, редко кварцем. Их содержание 10-50% от объема породы. Основная масса: зональный плагиоклаз (серицитизированный, с плохо выраженным полисинтетическим двойникованием) - 50-65%, пелитизированный ортоклаз - 25% (иногда образует каемки вокруг плагиоклаза), бесцветный клинопироксен - 0-5%, бурая роговая обманка - 3-10%, в интерстициях - микрографические срастания кварца и калиевого полевого шпата - 10%. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, сфен. Наблюдается альбитизация, калишпатизация, окварцевание вмещающих пород в зоне шириной от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Базальты, долериты и трахидолериты часто встречаются в виде даек мощностью 0,5-0,6 м, прослеживаются на 500-800 м [2,4].

Плутоническая составляющая данной ассоциации представлена сравнительно крупными интрузивными массивами сиенит-граносиенитового, реже сиенит-щелочносиенитового состава, которые объединяются в составе столбовского и сайбарского комплексов. Генетически и пространственно эти интрузии связаны с вулканитами. Преобладают пологозалегающие пластообразные интрузии площадью до 50 км². Некоторые из них (Шумихинский, Лиственский, Зелеевский, Адрихинский массивы) прорывают вулканиты имирской свиты. Другие (Столбовский, Абатакский, Кулюкский, Сайбарский массивы) – залегают в складчатых структурах обрамления впадин, в окружении сложно дислоцированных толщ верхнего рифея – нижнего кембрия. Соответственно, первые формировались на меньших глубинах, и могут рассматриваться как гипабиссальные. Вторые принадлежат преимущественно мезоабиссальной фации глубинности. Этим объясняются различия в их составе и строении, а также структурах слагающих их пород [4].

Все породы описываемой вулкано-плутонической ассоциации принадлежат к умеренно-щелочному подотряду калиево-натровой серии (при преобладании натрия). Комагматичность всех пород рассматриваемой ассоциации подчеркивается и общей для них геохимической спецификой – пониженным содержанием Rb; повышенным содержанием Sr, Ba, Th, Pb, Mo и В. Резко преобладают легкие РЗЭ. Таким образом, по химическому составу плутонические породы ассоциации являются конечными членами закономерного эволюционного тренда, начинающегося базальтами и трахибазальтами, слагающими нижнюю часть вулканогенного разреза. О связи гранитоидов ассоциации с мантийными источниками свидетельствуют первичные отношения изотопов ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ = 0,702 – 0,704 [2, 3, 4, 5]. С породами данной ассоциации связаны месторождения и проявления урана и многочисленные проявления флюорита, а также молибденовая и редкоземельная минерализация [2]. В целом, магматизм ордовикского этапа отличается повышенной щелочностью, при преобладании Na над K, повышенным содержанием летучих компонентов в исходных расплавах. Формирование вулканогенного комплекса по-видимому, происходило в условиях попеременного функционирования контрастных по составу и различным по глубинности формирования магматических очагов – первично-мантийных (базальтоидных) и более кислых вторичных, формировавшихся в коровой

обстановке. При этом на различных участках преимущественно действовали разные центры вулканизма, о чем свидетельствует изменчивость состава вулканических пород по латерали.

Авторами породы данной вулкано-плутонической ассоциации наиболее детально изучены в пределах Качинско-Шумихинской депрессии в окрестностях г. Красноярска. Здесь в составе вулканического комплекса (в районе низкогорной гряды Долгая Грива) представлены покровные, жерловые и субвулканические образования. Доступность, хорошая обнаженность и наличие непрерывных разрезов вулканических пород большой мощности на сравнительно небольшой территории позволяет проводить их целенаправленное изучение. В непосредственной близости от г. Красноярска находятся и крупные, комагматичные вулканитам имирской свиты Шумихинский, Столбовский и Абатакский массивы, сформированные в это же время на значительно больших глубинах. Общеизвестно, что условия становления магматических пород и, в первую очередь, глубина их формирования, существенно влияют на ход кристаллизации расплавов и определяют облик горных пород.

Таким образом, в окрестностях г. Красноярска существует уникальная возможность создания учебно-научного полигона для изучения структурно текстурных особенностей и состава комагматичных пород, сформированных на различной глубине на протяжении сравнительно узкого временного интервала. Студенты геологических специальностей Сибирского федерального университета во время первой учебной практики знакомятся с разнообразными породами ордовикской вулкано-плутонической ассоциации. Но еще большие потенциальные возможности заключаются в использовании такого естественного полигона при изучении курсов петрография и петрология на старших курсах, а также сбора материала для написания курсовых, научно-исследовательских и дипломных работ/

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Минусинская. Лист О-46-XXXIII (Красноярск). Объяснительная записка /Берзон Е.И., Барсегян В.Е., Шаталина Т.А. и др., М., 2001. – 143 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Алтае-Саянская серия. Лист N-46 (Абакан). Объяснительная записка /В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев, В.Т. Кириченко, О.Ю. Перфилова и др. / Ред. Ю.С. Глухов, А.К. Мкртчян / Гл.ред. Миронок – СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2008. – 396 с.
3. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002. Вып.3, т. 1. С. 189-193.
4. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. // Литосфера, № 3, 2004. – с. 137-152.
5. Рублев А.Г., Шергина Ю.П. // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Красноярск, 1996, № 3. С. 58-63.

ОРТОПИРОКСЕНИЗАЦИЯ И КАРБОНАТИЗАЦИЯ НАДСУБДУКЦИОННОЙ МАНТИИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

А.Л. Перчук¹, Е.О. Дубинина², В.О. Япаскурт¹

¹Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, alperchuk@gmail.com;

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва)

Введение. В зоны субдукции ежегодно поступает более 700 млн. тонн H₂O и ~1 млн. тонн CO₂, находящихся в структуре минералов осадочных и магматических пород океанической литосферной плиты. Возрастание температуры и давления в плите при ее погружении в мантию вызывает метаморфические реакции дегидратации. Выделяющаяся при этом вода устремляется в породы вышележащей мантии. Восходящие флюидные потоки контролируют растворение и переотложение в мантию карбонатов, породообразующих и малых элементов, способствуя химическому преобразованию мантийного клина и формированию в нем магматического фронта. Термальные и химические градиенты на границе погружающейся плиты и надсубдукционной мантии

порождают многообразие малоизученных геологических процессов. В работе приводятся результаты экспериментов, моделирующих взаимодействие оливина (*Ol*, аналог мантии) и карбонатизированного глаукофанового сланца (*Gls*, аналог верхнего слоя субдущирующей коры) при *P-T* условиях так называемой "горячей" зоны субдукции. Наряду с петрологическими процессами, изучался также изотопно-кислородный эффект, вызванный дегидратацией глаукофанового сланца.

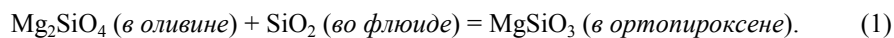
Эксперимент. В экспериментах использовались порошки карбонатизированного глаукофанового сланца и оливина. В качестве модельного аналога коры использовался образец глаукофанового сланца из высокобарного комплекса Атбаши, Киргизия, сложенный в основном глаукофаном (до 95 %), а также Ca-Na амфиболом, эпидотом и кальцитом. В качестве модельного аналога мантии использовался прозрачные зеленоватые кристаллы оливина качества из карьера Ахайм, Норвегия.

Эксперименты проводились на установке "цилиндр-поршень" в ИЭМ РАН при давлении $P=25$ кбар в условиях температурного градиента ($T_{\min}^{Gls}=720^{\circ}\text{C}$, $T_{\max}^{Ol}=1000^{\circ}\text{C}$) и при постоянной температуре ($T=800^{\circ}\text{C}$), соответствующей границе между веществами в градиентном опыте. Опыт в градиентных условиях продолжался 168 часов, в безградиентных - 69 часов.

Продукты опытов. Сравнение экспериментальных данных, выполненных по разным методикам, показало, что опыт с термальным градиентом не только воспроизводит особенности взаимодействия между сланцем и оливином в изотермических условиях, но содержит также дополнительную информацию о влиянии температуры на минеральные реакции. Все преобразования в ампулах связаны с реакциями дегидратационного разложения глаукофана, продуктами которых являются омфациит (содержание жадеита до 73 мольн. %), кварц и Ca-Na амфибол (возможно частично переотложенный). Если образование омфациит-кварцевой ассоциации имеет очаговый характер, то амфибол преимущественно развит в виде кайм вокруг глаукофана. В высокоградиентном опыте отмечен также рост граната, который образует редкие субидiomорфные кристаллы в приграничной области сланца.

Ортопироксен в продуктах опытов встречается в разных структурных позициях: формирует отдельный слой (с магнезитом или без него) в основании оливиновой зоны, а также отдельные зерна или сростки с магнезитом на границах зерен оливина. Ортопироксен содержит значимые количества алюминия, указывающие на значительную подвижность этого компонента в водном флюиде.

Образование ортопироксенового слоя связано с привнесением существенно водным флюидом породообразующих компонентов (Si, Al), которые взаимодействовали с оливином (*Ol*) по минеральной реакции



Рост ортопироксена в ассоциации с магнезитом (*Mst*), по всей видимости, связан с реакцией диспропорционирования:



Карта минеральных фаз, полученная с помощью сканирующего электронного микроскопа, на одном из участков в основании оливиновой области показывает, что сосуществующие ортопироксен и магнезит имеют близкие объемные содержания. Именно такое соотношение предполагает реакция (2), где ортопироксен и магнезит имеют равные коэффициенты и близкие мольные объемы. Мощность зоны, в которой наблюдаются

сростки магнезита с ортопироксеном, в градиентном опыте составляет около 200 μm . В безградиентном опыте эти минералы распространены по всему объему оливниновой области.

Среди новообразованных фаз в оливине можно выделить также редкие и очень малые по размерам (первые мкм) участки расплава, которые легко диагностируются по пикам калия и алюминия. Прецизионный анализ этих стекол затруднен из-за малых размеров. В опыте с градиентом расплавы не встречены, что, вероятно, связано с небольшими различиями по температуре и/или активности углекислоты во флюиде.

Вынос SiO_2 . Восстановление термодинамических условий минеральных реакций, протекающих в ампулах, выполнялось с помощью программы TWQ [1]. Образование ортопироксена и магнетита, описываемое реакциями (1) и (2) дает активности компонентов во флюиде $a_{\text{SiO}_2} = 0.23$ и $a_{\text{CO}_2} = 0.07$ при условиях $P=25$ кбар и $T=800^\circ\text{C}$. Концентрация кремнезема во флюиде, рассчитанная по уравнению состояния комплексного флюида и растворимости SiO_2 в нем, при вышеуказанных термодинамических условиях составляет 0.39 моль/кг H_2O .

Полученные сведения о составе флюида, выходящего из глаукофанового сланца, позволяют получить приблизительные оценки выносы SiO_2 на глубине ~ 80 км из погружающейся плиты в зоне субдукции Каскадия (протяженность 450 км), находящейся на северо-западе США. Для весьма умеренного для рассматриваемого уровня глубинности потока водного флюида 1 млн. молей/год/км, общий вынос SiO_2 только с одного горизонта субдукцирующей плиты составит около 180 тонн/год.

Таким образом, на примере одного, не самого продуктивного горизонта весьма скромной по размерам зоны субдукции можно видеть, насколько значителен процесс выноса из погружающейся плиты в мантийный клин не только летучих компонентов, но и кремния в масштабе всей планеты, где протяженность зон субдукции составляет несколько десятков тысяч километров. А длительность описываемых процессов определяется началом современного стиля субдукции, т.е. исчисляется миллиардами или сотнями миллионов лет. Современные представления о динамике мантийного клина позволяют предположить, что ортопироксенизированные ультрамафиты должны встречаться не только над областями выноса летучих компонентов и кремнезема из плиты, но и глубже, за счет конвективного течения в мантии, инициированного погружающейся плитой.

Изотопно-кислородные эффекты. В ходе проведенного эксперимента в условиях термального градиента было установлено, что изотопный состав кислорода глаукофанового сланца и оливина претерпел значительные изменения, проявившиеся для обоих исходных веществ. По мере удаления от контакта происходит возрастающее изотопное облегчение сланца и изотопное утяжеление оливина. Максимальное обогащение изотопом ^{18}O наблюдается на «холодном» конце ампулы, где величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gls}}$ в сланце превышает стартовое значение на 2.4 ‰, а на «горячем» - величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{Ol}}$ становится ниже, чем у стартового оливина на 2 ‰. Полученные данные демонстрируют, что реакции дегидратации могут играть важную роль в возникновении изотопно-кислородных сдвигов как в дегидратируемых породах, так и в породах, на которые воздействует выделяющийся при дегидратации флюид. Результаты эксперимента дают перспективу для нового толкования природы изотопно-кислородных аномалий, наблюдающихся в породах эклогитовых и гранулитовых комплексов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 09-05-01217 и 12-05-01093.

Литература

1. Berman R.G. // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833-855.

RHA-КОДИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД И СПОСОБ ИХ СИСТЕМАТИЗАЦИИ

Т.Г. Петров, Н.И. Краснова

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
tomas_petrov@rambler.ru)

Введение. Для минеральных составов горных пород (ГП), в целом, характерны: поликомпонентность, разнообразие и непостоянство состава с непрерывностью переходов между «разными» породами. Непрерывны также переходы между магматическими, метасоматическими, осадочными, метаморфическими, рудными и импактными породами. Это создает трудности при стремлении к упорядочению знаний об одном из основных типов объектов геологической науки.

После 200 лет работы отдельных геологов по наведению порядка в учении о ГП, (если начинать отсчет от установления Петербургской Академии Наук премии за лучшую попытку (только!) по их классификации) в 1967 г. А.L. Streckeisen разослал предложения по классификации и номенклатуре магматических ГП, которые были положены в основу очередной попытки, уже коллективного, решения проблемы. С 1969 по 1989 г. «419 человек из 49 стран мира приняли участие в дискуссиях и решениях» заседаний, проводившихся в разных странах. Результатом стало создание классификации [1], методология и способ построения которой описаны в [2]. Десять принципов, положенных в основу этой классификации и номенклатуры, можно анализировать на степень своей определенности, но достаточно того, что они не позволили, ни охватить все магматические породы, не говоря обо всех кристаллических, ни удовлетворить отечественных ученых. В результате появились три издания Петрографического кодекса, составленного на базе назначения *генезиса* как основания классификации эндогенных образований и дальнейшего использования структурного, минерального и химического подходов [3]. При этом констатировано отсутствие классификаций лампроитов, кимберлитов, лампрофиров. Породы, обогащенные рудными минералами, руды осадочные, остались в стороне. Авторы полагают, что неудача обусловлена тем, что с самого начала предлагалось упорядочивать *не факты, а результаты* их многоплановых *интерпретаций* при установлении «генезиса», продукта реконструкции наложения друг на друга неопределенного числа многомиллионнолетних процессов, представления о которых постоянно развиваются. Это с неизбежностью влечет неопределенность и непостоянство номенклатуры, утрату знаний о породах, сменивших свои названия, а также затруднения с наименованиями новых пород.

Как отдельное, сложившееся исторически обстоятельство, заметим, что все известные авторам словари и справочники используют, в подавляющем большинстве, бессодержательные названия ГП для названий статей и их упорядочение по алфавитам естественных языков. Определителей горных пород по минеральному составу не существует.

Цель работы. Представить способ кодирования минерального состава кристаллических горных пород как базы для создания единой системы составов горных пород (ССГП) в виде содержательных кодов и организации на этой базе всеобъемлющих баз данных, обеспечивающих поиск названий пород по их составу с приобщением сведений о генетических, структурных и иных особенностях конкретных объектов

Решение проблемы содержательного кодирования составов кристаллических горных пород. В Санкт-Петербургском университете в 1971 г. (тогда – Ленинградском) был предложен вариант «общей классификации геохимических систем» метод *RHA*[4],

позволяющий упорядочить все многообразие не только «геохимических», но и всех «химических» систем. Более того, в конце статьи было сказано «Приведенный способ сокращения избыточной информации о системе, частным случаем использования которого было предложение построения классификации горных пород и руд, равным образом относится к описанию и классифицированию вероятностных систем любой другой природы. Такими системами могут быть горные породы и иные смеси, для которых известно распределение молекулярных концентраций (минералогическая классификация горных пород)». Реакции не последовало.

Последующие годы усилия авторов публикации и их соавторов были направлены на развитие метода, углубление научной базы и расширение областей его применения.

Терминология.

Поскольку геологический язык не всегда соответствует определенности языка информатики (в широком смысле этого слова), принятого для реализации метода, определимся с используемыми понятиями.

Кристаллические горные породы (КГП) – здесь: все породы, состав которых представлен (или может быть представлен) кристаллическим веществом в виде перечня названий минералов и их содержаний.

Кодирование – процедура отождествления символов или групп символов одного кода с символами или группами символов другого кода. В качестве исходного кода здесь выступает минеральный состав, в качестве результирующего кода – совокупность ранговой формулы – R , информационной энтропии – $H (En)$ и анэнтропии – $A (An)$ [4-7].

Ранговая формула R – последовательность минералов по снижению их содержаний.

Информационная энтропия H – отрицательная сумма произведений содержаний компонентов на их логарифмы – мера сложности состава системы (энтропия упомянута в [4]). Нормированная к интервалу 0-1 энтропия обозначается через En .

Анэнтропия A – отрицательное среднее логарифмов содержаний – мера чистоты состава.

Алфавит – Линейно упорядоченная совокупность взаимно различных знаков (букв, цифр, специальных и служебных знаков). Различают Е-алфавит и И-алфавит как алфавиты, соответственно, Естественного и Искусственного языков.

Построение информационного языка описания ССГП

В основу систематизации положено кодирование минерального состава как вещественной основы идентификации КГП. При таком кодировании в составе КГП автоматически учитываются водород, углерод, фтор, сера, присутствующие в более чем половине всех минералов на Земле [9], но игнорируемые при классифицировании и, вслед за ним, нередко в химических анализах. Дальнейшие надстройки, а именно структура, оцениваемая объективно, возраст и генезис, как продукты интерпретации на достигнутом научном уровне, включаются в описание объекта.

RNA-кодирование состава производится в три этапа.

1) Построение ранговой формулы состава. Вопрос о единицах измерения содержаний минералов в составе решается с учетом назначения базы данных (объемные % используются для визуальных подсчетов в образцах, шлифах или протолочках; масс.% – для оценки эффективности действий по добыче, обогащению, перевозке; мол.% – при физико-химическом моделировании). Чем проще решаемые задачи, тем меньшая информация требуется, тем меньшая длина n ранговой формулы может считаться достаточной. Для идентификации пород средних по сложности достаточно определения 3-4 минералов. Для относительно сложных ГП n может подниматься до 5-7 и более.

2) Расчет энтропии – меры сложности состава. Чем меньше энтропия, тем ближе состав к мономинеральному ($H_{\min} = 0$). Чем H больше, тем состав ближе к одинаковости содержаний всех минералов ($H_{\max} = \ln n$).

3) Расчет анэнтропии – меры чистоты состава. Между H и A обычно существует обратная корреляция, но бывают случаи положительной.

И-Алфавитное упорядочение RHA- отображений состава. Для единообразного упорядочения минеральных составов ГП ранговая формула принимается за «слово», в котором роль «букв» играют символы минералов, или их названия. Символы минералов начинаются с заглавных букв, и потому можно обходиться без пробелов и иных знаков между обозначениями минералов, как это принято при описании метаморфических пород. За И-алфавит названий (и эквивалентных им символов) принята последовательность ранговых формул минералов в [8]. Все процедуры после введения исходных материалов в предназначенную для этого программу Petros3 производятся автоматически, включая упорядочение [9]. Пример кодирования минеральных составов КГП и их систематизации приведен в таблице. Как видим, наиболее сложная порода – тингуаит, наименее сложен – практически мономинеральный - анортозит. В начале – в единой последовательности – карбонатиты, в конце – руда, не поддающиеся традиционной методологии классифицирования в области петрографии.

Обсуждение. Приведенный метод кодирования и систематизации пригоден для всех без исключения ГП, для которых имеется или доступен анализ их минерального состава. В результате получаем самоорганизующуюся систему, обладающую свойствами линейности, иерархичности, периодичности с автоматическим группированием одинаковых и близких составов. Сохранение знаний о ГП в виде состава, связанного с кодом **RHA** и включенного в И-алфавитную систему, надежнее, чем под вывеской его бессодержательного и изменяющегося со временем названия в Е-алфавитном словаре. Работа по методу при небольших объемах материала может производиться с использованием программы Excel. Приведенный метод кодирования (описания) и систематизации был многократно реализован для химических и минеральных составов [10], кристаллохимических формул [11].

Следует отметить, что максимально близко к предложенному нами [4-7] решению проблемы подошел Р.Х. Митчел, который, предложил «заменить исторические названия... составными, основанными на преобладании в породе» минералов. Предложение было отвергнуто, как дающее чрезмерно усложненное описание. [3 с.153].

Зафиксируем, как весьма важное при рассмотрении предложения, что метод формализует общепринятые, традиционно сложившиеся «важности» при именовании пород, а именно: название породы по ведущим минералам (ранговая формула), учет сложности породы с именованием наиболее простых из них (низкие H) чуть измененным именем ведущего минерала, например, апатитит, оливинит, пироксенит и др.

Использование предложенного способа позволяет начать составление Определителя кристаллических горных пород по их минеральному составу. Среди предварительных работ находятся: выработка списка аббревиатур названий порообразующих минералов для всего спектра КГП, стандартизация длины кода, а также выбор наиболее удобной последовательности признаков, свойств, особенностей объекта, приводимых в описаниях пород при расположении строк кодов с целостными описаниями в колонку.

Таблица

REnAn минеральных составов горных пород (исходные данные в модальных Vol. %)

	Ранговые формулы			En	An	Description
Calc	Aegn	Apat	Biot	0.602	0.151	carbonatite Aegn
Calc	Apat	Phlg	Oliv	0.424	0.154	carbonatite Calc
Oliv	Crtl	DiHe	Magt	0.727	0.073	olivinite Pyrx
Oliv	Augt	Magt	Apat	0.779	0.085	peridotite
Neph	Aegn	Biot	Micr	0.712	0.110	ijolite
Neph	Aegn	Magt	Biot	0.495	0.147	urtite
Neph	Micr	Aegn	Biot	0.747	0.073	juvite
Quar	Ands	Biot	Almn	0.880	0.031	gneiss BiotGranKyan
Quar	Micr	Albt	Musc	0.860	0.053	granite Fspt alc
Biot=	Aegn=	Micr	Natr	0.915	0.032	tinguaite
Augt	Hbld	Magt	Labr	0.688	0.093	pyroxenite
Olig=	Micr	Quar	Biot	0.860	0.051	adamellite
Ands	Quar	Biot	Musc	0.786	0.063	tonalite
Labr	Augt	Oliv	Trem	0.853	0.049	gabbro Oliv
Labr	Augt	Oliv=	Magt	0.309	0.227	anorthosite
Labr	Micr	DiHe	Biot	0.644	0.100	plagioclase
Labr	Micr=	Augt	Oliv	0.867	0.058	essexite
Micr	Quar	Albt	Biot	0.572	0.229	alaskite
Micr	Albt	Biot	Magt	0.725	0.098	syenite alkaline
Micr	Augt	Magt	Biot	0.648	0.113	akerite
Micr	Olig	Quar	Biot	0.892	0.036	adamellite
Micr	Olig	Quar	Hbld	0.804	0.070	adamellite
Micr	Apat	Augt	Hbld	0.584	0.123	pulaskite
Mell	Neph	Trem	Phlg	0.782	0.069	okaite
Mell	DiHe	Andr	Phlg	0.509	0.313	uncompahgrite
Magt	Phlg	Calc	Apat	0.886	0.027	ore MagtPhlgCalc

Литература

1. *Le Maitre, R.W. (ed.)*. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge. 2002. 236 pp.
2. *Ле-Ба М., Штрекэйзен А.Л.* // Записки ВМО. 1991. Т.120. №4. С.1-19.
3. Петрографический кодекс. СПб. ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.
4. *Петров Т.Г.* // Вестник ЛГУ. 1971. №18. Вып.3. С.30-38.
5. *Петров Т.Г.* // Научно-техническая информация. Сер 2. 2001, №3, с 8-18
6. *Петров Т.Г., Фарафонова О.И.* Информационно-компонентный анализ. Метод RHA. (Учебное пособие). СПб. 2005. 168 с.
7. *Petrov Tomas G., Moshkin Sergey V.* RHA(T)-System for Coding of Discrete Distributions and Their Alteration Processes. Proc. The 3rd International Multi-Conference on Complexity, Informatics and Cybernetics IMCIC 2012. 2012 pp. 12-16.
8. *Петров Т.Г., Краснова Н.И.* R-словарь химических составов минералов. СПб: Наука. 152 с.
9. *Петров Т.Г., Мошкин С.В.* // Вычисления в геологии. 2011, №1, С. 50-53.
10. <http://geology.spbu.ru/departmen/scientific/rha-language-method>
11. *Петров Т.Г., Андриянец-Буйко А.А., Мошкин С. В.* // НТИ. 2012. сер. 2 №2 с. 15-23. Англ изд. T. G. Petrov, A. A. Andriyanets_Buyko, and S. V. Moshkin. // Aut. Doc. and Math. Ling, 2012, Vol. 46, No. 1, pp. 40-49.

ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МУРМАНСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО КРАТОНА

М.Н. Петровский, Л.С. Петровская, Т.Б. Баянова, А.В. Базай
(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, petrovskiy@geoksc.apatity.ru)

Мурманский неoarхейский кратон в пределах Фенноскандинавского щита занимает крайнее северо-восточное положение и протягивается вдоль Баренцевоморского побережья Кольского полуострова на 500 км в виде полосы шириной 60 – 70 км, постепенно

выклиниваясь в северо-западном направлении (рис. 1). Согласно геофизическим данным, этот кратон также слагает и фундамент прибрежного шельфа Баренцева моря [1], где его структуры перекрыты осадочными породами рифейского возраста. С северо-востока кратон граничит по системе глубинных разломов Карпинского-Соколова с Баренцевоморской шельфовой плитой. С юго-запада он примыкает к Кольско-Норвежскому и Кейвскому доменам и отделен от них узкой линейной зоной Титовско-Кейвского глубинного разлома, которая погружается в северо-восточном направлении под углами от 40 до 80° и выполнена породами архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Сопряженные с Титовско-Кейвским глубинным разломом тектонические нарушения северо-восточного простирания делят Мурманский кратон на ряд крупных блоков: Титовский, Териберский, Иоканьгский и Качковский, различающихся по глубинному строению, составу слагающих пород и по положению поверхности Мохо [1]. На современном эрозионном срезе основную часть кратона слагают породы тоналит-трондьемит-гнейсового комплекса (серые гнейсы) и анатектит-граниты, в значительно меньшем объеме представлены супракрустальные породы и породы эндербитового комплекса [2]. На раннем этапе становления континентальной коры в пределах Мурманского кратона происходило формирование "серо-гнейсового" комплекса, его возраст, определенный нами по ортогнейсам дацитового состава U-Pb методом по цирконам составляет 2879 ± 9 млн. лет (СКВО=0.57). В дальнейшем в этот

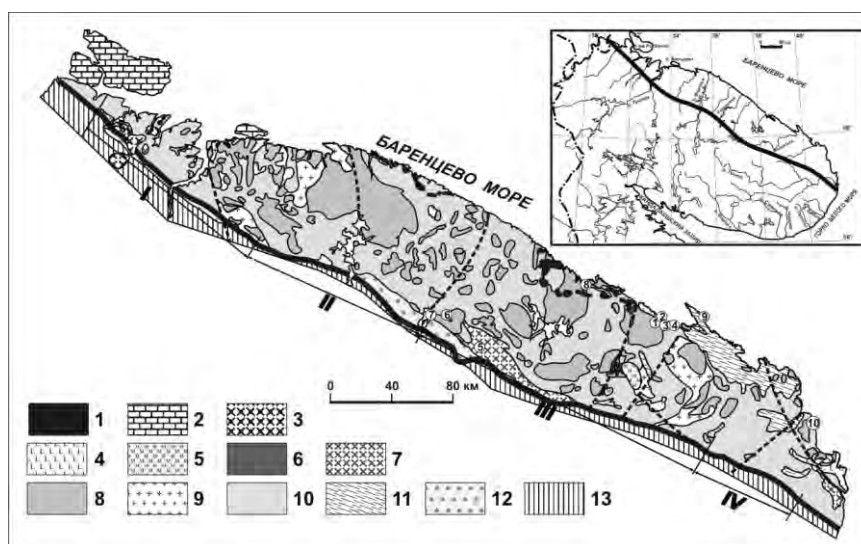


Рис. 1. Схема геологического строения Мурманского неорархейского кратона.

1 – палеозойские дайки и силы долеритов; 2 – осадочные породы рифея; 3 – Лицко-Арагубский гранитоидный комплекс; 4 – раннепротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс Усть-Понойской рифтогенной структуры; 5 – Иоканьгский комплекс рапакивиобразных монцитонитов-монцогранодиоритов; 6 – Погерьяврский габбронорит-габбро-лабрадоритовый комплекс; 7 – Колмозерский габбро-гранитный комплекс; 8 – гранитоиды формация мигматиттит-гранитов; 9 – гранитоиды формации эндербитов; 10 – гранитоиды ТТГ-формации; 11 – супракрустальные породы кольско-беломорского метаморфогенного комплекса; 12 – вулканогенно-осадочный комплекс Урагубско-Колмозеро-Вороньянский позднеархейского зеленокаменного пояса; 13 – Кольско-Норвежский составной террейн. Римскими цифрами обозначены: I – Титовский блок, II – Териберский блок, III – Иоканьгский блок, IV – Качковский блок. Цифрами в кружочках обозначены проявления щелочного магматизма: 1 – Панэярский массив альбитовых и альбит-ортоклазовых щелочных сиенитов; 2 – дайки губы Плотно; 3 – дайки руч. Глубокого; 4 – массив Иоканьгских створов; 5 – массив руч. Эльвань; 6 – массив оз. Спиридон-Ты; 7 – Пухозерско-Лявозерский дайковый рой; 8 – массив губы Ивановской; 9 – предполагаемый Святоносский массив; 10 – дайка руч. Медвежьего.

комплекс внедрялись интрузии эндебитов и плагиогранитов. Формирование эндебитовых комплексов происходило во временном интервале 2790–2772 млн. лет [3], такой же возраст (2.77 млрд. лет [4]) имеют и плагиограниты. Все выше перечисленные породы испытали региональный метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизацию в результате чего были сформированы крупные по объёму массивы мигматит-гранитов, занимающие в настоящее время обширные площади. Метаморфизм и гранитизация пород Мурманского кратона являются изофациальными метаморфическим преобразованиям пород в зоне Титовско-Кейвского глубинного разлома, что свидетельствует о коллизионной природе этих процессов. На рубеже в 2.74 млрд. лет процессы метаморфизма и гранитизации были завершены, так как в интервале 2733-2745 млн. лет в метаморфизованные и мигматизированные породы Мурманского кратона, зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Кольского-Норвежского домена фиксируется внедрение интрузий габбро-гранитного Колмозерского комплекса, сшивших перечисленные структуры [5].

Последующая геологическая история Мурманского кратона характеризуется тем, что все более поздние магматические события происходили в консолидированной раме, были приурочены к зонам разломов и имеют секущее положение к структурам фундамента. Наиболее ранний (позднеархейский) этап внутриплитного магматизма связан с формированием Погерьяврского комплекса габброноритов – габбро-лабрадоритов и комплементарных ему даек габброноритов. Этот комплекс трассирует зону Иоканьгского разлома, разделяющего Иоканьгский блок Мурманского кратона на две части. Возраст вышеназванного комплекса, в настоящее время, можно оценить только косвенно: породы Погерьяврского комплекса прорывают мигматит-граниты и породы Колмозерского габбро-гранитного комплекса и сами испытывают воздействие рапакиобразных гранитов Иоканьгского комплекса. Иоканьгский комплекс представлен такими массивами как Иоканьгский, Портартурский, Каютынский и Островным, состав пород которых варьирует от кварцевых монцонитов до гранитов. Иоканьгский комплекс также как и Погерьяврский приурочен к зоне Иоканьгского разлома. Формирование пород Иоканьгского комплекса происходило в интервале 2735–2724 млн. лет [6]. Позднеархейский внутриплитный магматизм завершается внедрением Панэярского массива щелочных альбитовых и альбит-ортотазовых сиенитов с возрастом 2653 ± 9 млн. лет [7]. Полученные для альбитовых сиенитов возрастные данные согласуются со временем формирования щелочных гранитов Кейвского домена (2.75 – 2.61 млрд. лет [8]).

Последующий этап внутриплитного магматизма в Мурманском кратоне связан с его раннепротерозойской тектоно-магматической активизацией. Этот этап внутриплитного магматизма в интервале 2.5-1.9 млрд. лет маркируется становлением обширных роёв базитовых даек широко распространённых по всей площади Мурманского кратона [9]. На рубеже в 1.9 млрд. лет внутриплитный магматизм Мурманского кратона приобретает щелочной характер. Начало этого этапа маркируется внедрением небольшой интрузии щелочно-ультраосновных пород в районе пос. Гремиха у Иоканьгских створов. Интрузия расположена на побережье Баренцева моря и сложена оливин-нефелиновыми пироксенитами, оливиновыми тешенитами, оливинсодержащими пуласкитами и эгирин-диопсидовыми малиньитами. Основная часть интрузии закрыта водами Баренцева моря. Изотопные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования флогопита из нефелиновых пироксенитов показали их протерозойский возраст 1955 ± 11 млн. лет. Полученный возраст хорошо согласуется с возрастными данными широко известных раннепротерозойских щелочных массивов (Гремяха-Вырмес, Ельтьозеро, Тикшеозеро, Соустова) Кольско-Карельской щелочной провинции. По-видимому, к этому же этапу относится и внедрение криптовых сиенитов ручья Медвежьего обнаруженных В.Р. Ветриным на востоке Мурманского кратона. Близких по составу

сиенитам массива Соустова. На границе палео- и мезопротерозой калий-натриевый щелочной магматизм сменяется калиевым. Внедряются небольшие интрузии щелочно-ультраосновных пород перидотит-шонкинитовой серии. Это массивы оз. Спиридон-Ты и руч. Эльвань. Массив руч. Эльвань сложен флогопитовыми перидотитами, флогопит-ортоклаз-оливиновыми пироксенитами, оливин-ортоклазовыми габбро, канкринит-нефелиновыми сиенитами, нефелиновыми сиенит-порфирами и кварцевыми лейкосиенитами. Массив оз. Спиридон-Ты сложен флогопитовыми перидотитами и флогопит-ортоклаз-оливиновыми пироксенитами, флогопит-пироксеновыми шонкинитами. Возраст формирования перидотит-шонкинитовой серии определен нами U-Pb методом по цирконам из нефелиновых сиенит-порфиров (1668 ± 4 млн. лет) и кварцевого лейкосиенита (1580 ± 10 млн. лет) см. рис. 2. По-видимому, в это же время, либо в мезопротерозое внедряются и дайки калиевых ультраосновных пород (губа Плотно и руч. Глубокий). Породы даек губы Плотно по химическому составу аналогичны лейцититам и представлены амфибол-плагиоклаз (An_{95-100})-флогопитовыми породами. Породы даек руч. Глубокого по химическому и минеральному составам аналогичны оливин-флогопитовым лампроитам. Sm-Nd модельные возраста для калиевых даек составляют 1.95-1.89 млрд. лет

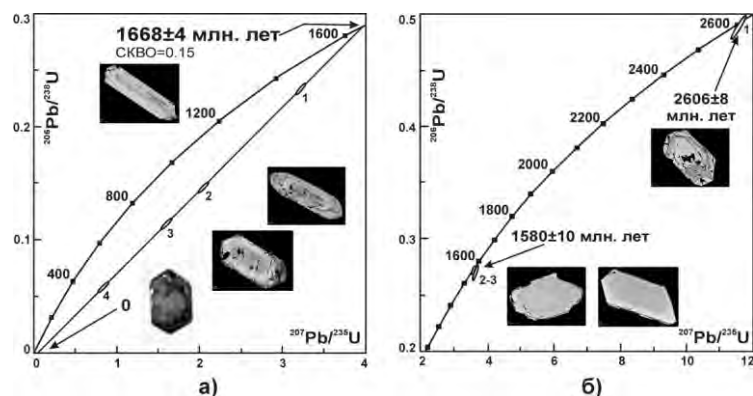


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из пород массива руч. Эльвань. а) нефелиновый сиенит-порфир (проба KLM-58-3/99); б) кварцевый лейкосиенит (проба M-557/98), группа 1 – ксеногенные цирконы, группы 2 и 3 – магматические цирконы.

Палеозойский этап внутриплитного магматизма связан с формированием вулканоплутонического комплекса губы Ивановка. Интрузивные породы представлены оливин-нефелиновыми пироксенитами и оливиновыми мельтейгитами, а эффузивные – нефелиновыми трахибазальтами и щелочными трахитами. Дайковая серия сложена щелочными пикритами, фоидитами, щелочными трахитами и кимберлитоподобными породами. Возраст оливиновых мельтейгитов из массива губы Ивановка составляет 371 ± 8 млн. лет [9]. Кроме вулканоплутонического комплекса губы Ивановка к палеозойскому этапу щелочного магматизма относятся дайки щелочно-ультраосновных пород, формирующие автономные рои на участке оз. Лявозеро – оз. Пухозеро – губа Ивановка – п-ов Святой Нос и дайки долеритов баренцевоморского комплекса с возрастом 405 – 382 млн. лет [9].

Работа выполнена поддержке программы ОНЗ-9.

Литература

1. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с. 2. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: КолФАН СССР, 1984. 124 с. 3. Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. // Доклады АН. 2008. Т. 418. № 1. С. 90-94. 4. Геология архея Балтийского щита / Н.Е. Козлов, Н.О. Сорохтин, В.Н. Глазнев и др. СПб.: Наука, 2006. 329 с. 5. Петровский М.Н., Виноградов А.Н. // Вестник МГТУ, 2002, т.5, № 1. С. 91 - 98. 6. Петровский М.Н., Петровская Л.С. // Записки РМО. 2009. № 4. С. 11-31. 7. Петровский М.Н., Митрофанов Ф.П., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. // Доклады АН. 2009. Т. 424. № 1. С. 89-93. 8. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с. 9. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОТОЛИТА КЕЙВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Е.О. Пиндюрина, А.Б. Кольцов, К.И. Лохов

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Evgeniya05_90@mail.ru)

Кейвская структура является одной из наиболее крупных на Кольском полуострове и занимает практически всю территорию Кейвского блока [1]. В его составе выделяют 4 комплекса магматических и супракрустальных пород: предполагаемый фундамент, представленный тоналит-трондьемитовой ассоциацией (ТТГ), лебяжинская серия метавулканитов кислого и среднего состава, кейвская серия высокоглиноземистых сланцев, комплекс щелочных гранитов, иногда ассоциирующихся с ультраосновными и щелочными породами [2]. Длительная и сложная история геологического формирования Кейвского блока обусловила полиметаморфический генезис пород свиты кейв и связанных с ней месторождений кианита [3].

Первые сведения о первичном составе пород кейвского метаморфического комплекса были получены И.В. Бельковым с использованием диаграммы состава осадочных пород по А.Н. Заварицкому [3]. Им было показано, что химические составы метаморфических пород соответствуют полям глин и глинистых сланцев, песчанистых глин и глинистых песчаников, песчаников, кварцитов и мергелей. Это позволило сделать вывод о том, что кейвские сланцы в подавляющей своей массе являются продуктом метаморфического преобразования первично дифференцированной в процессе седиментации серии осадочных пород, происходившего без существенного изменения их первоначального состава.

Последующие работы показали, что значительная часть кианитовых сланцев кейвского комплекса представляют собой кислотные метасоматиты разной степени изменения. В то же время участки плагиоклазитов и богатых плагиоклазом кристаллических сланцев были интерпретированы как остатки протолита [2]. Это определило необходимость более детального изучения первичного состава протолита кейвской серии. С этой целью отобраны разновидности сланцев, в наименьшей степени затронутые процессами кислотного выщелачивания. Исследования проводились с использованием как классических петрохимических приёмов, так и современных изотопно-геохимических методов, а также метода RHA [4].

Данные химических анализов трех разновидностей пород: глиноземистых сланцев (двуслюдяные сланцы с кианитом и ставролитом, содержание Al_2O_3 в которых варьирует в пределах от 16 до 32%), мусковитовых кварцитов, а также биотит-плагиоклазовых пород, были интерпретированы нами с использованием дискриминационных диаграмм Симонена, А.Н. Неелова, А.А. Предовского [5,6]. Составы этих пород по параметрам глинозёмистости, фемичности и общей меланократовости породы соответствуют полям олигомиктовых и полимиктовых алевролитов, псаммитолитов, гидрослюдистых и каолинитовых глин,

полевошпатовых и серицитовых кварцитов и аркозов. Однако, содержание CaO и TiO₂ в группе биотит-плагиоклазовых пород в несколько раз выше таковых в глиноземистых сланцах и мусковитовых кварцитах. Величина титанисто-глинозёмистого модуля петрохимической классификации А.Н. Неелова [5] превышает значение 0.05, характерное для осадочных и вулканических пород.

Анализ спайдер-диаграммы для глинозёмистых сланцев показал, что характер распределения лёгких РЗЭ соответствует среднему сланцу PR, а для тяжёлых РЗЭ наблюдаются вариации составов, которые обуславливают в одних случаях обеднение тяжёлыми РЗЭ, в других – обогащение РЗЭ. Во всех случаях имеется четко проявленный европиевый минимум.

Детальное изучение ранговых формул исследуемых пород методом RHA показало, что им соответствует малое число аналогов, представленных гранито-гнейсами и сланцами. При этом по величинам En и An мусковитовые кварциты и глинозёмистые сланцы значительно различаются между собой. Однако, распределение энтропийных расстояний внутри группы глинозёмистых сланцев позволяет связывать его с различиями первичных составов этих пород, так как метасоматическая переработка протолита приводила бы к закономерному уменьшению величины En.

Для изотопно-геохимического исследования были выбраны образцы 1) метасоматита, цирконы в котором были изучены ранее [2], и 2) биотит-плагиоклазовых пород. Для первого образца характерно присутствие в ядрах цирконов вещества с возрастом около 2632 млн. лет, и оболочек, отвечающих возрасту метаморфических и метасоматических преобразований с возрастом около 1721 млн. лет. Для оценки природы протолита изучен изотопный состав гафния в цирконах, а также неодима и стронция в породах, что позволяет однозначно дать ответ на два существенных вопроса: 1). Является ли протолит ортопородой, или парапородой, в последнем случае даже и в разновозрастных в ядрах цирконов будет наблюдаться широкий разброс начального изотопного состава Hf; 2). Является ли изучаемая глинозёмистая порода метаморфизованной осадочной породой с существенным вкладом глинистой составляющей, или она стала глинозёмистой, в результате метасоматических изменений. В первом случае возможно ожидать в корках обрастания цирконов обогащение радиогенным гафнием за счет исключительно высокой величины Lu/Hf отношения в глинах – не менее чем на порядок выше, чем в каких либо эндогенных породах [7,8]. Во втором случае вариации содержания радиогенного гафния в корках обрастания цирконов должны отвечать диапазону Lu/Hf отношений в эндогенных породах. Для всех изученных цирконов, как ядер, так и оболочек характерен нерадиогенный гафний. Это позволяет говорить о том, что высокоглинозёмистая специфика пород обусловлена метасоматическими процессами.

Сопоставление Sm-Nd изотопной системы в породе и Lu-Hf в цирконах (рисунок) показывает, что исходная порода не могла быть магматическим субстратом для вещества какого-либо из ядер цирконов, следовательно, принимая во внимание высокие (0,753-0,768) начальные изотопные отношения Sr, можно полагать, что исходная осадочная порода скорее всего представляла собой полимиктовый или аркозовый песчаник.

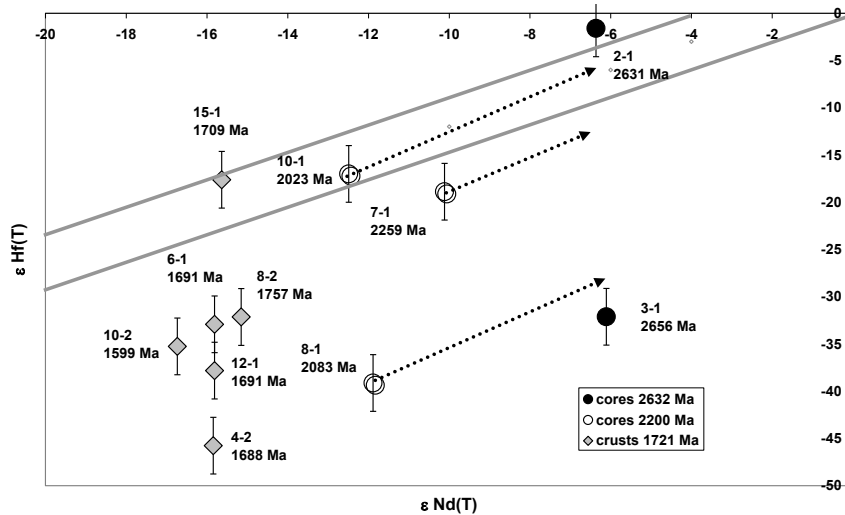


Рис. Изотопная Hf-Nd систематика для породы. Серыми линиями обозначена полоса корреляции для эндогенных магматических пород. Пунктирными стрелками – «истинное» положение параметров для дискордантных цирконов.

Для второй серии образцов были также получены высокие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,712-0,725), при этом отмечается их значительный разброс при отсутствии корреляции с концентрацией Rb. Обращает на себя внимание факт того, что по имеющимся данным изотопного состава Sr и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ построить изохрону не удалось. Эти результаты не позволяют рассматривать биотит-плаггиоклазовые породы как продукт переработки первично-магматических основных дифференциатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке СПбГУ (проект 3.37.81.2011).

Литература

1. Ранний докембрий балтийского щита / Под ред. В.А.Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
2. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Пресняков С.Л. и др. // ДАН. 2011. Т.438, №2. С. 237-241.
3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с. Региональные метаморфо-метасоматические формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Ред. Д.В. Рундквист. Л.: Недра, 1983. 280 с.
4. Петров Т.Г., Фарафонова О.И. Информационно-компонентный анализ. Метод RNA. (Учебное пособие). СПб. 2005. 168 с.
5. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных пород и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
6. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
7. Van de Fliert 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.
8. Vervoort .D., Patchett P.J., Blicher-Toft J., Albarede F. // Earth and Planetary Science Letters, 1999, v.168, p.79-99.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНТЕГРИРОВАННОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ПО МАГМАТИЗМУ И РУДООБРАЗОВАНИЮ

А.Н. Платэ

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

Общей основой для постановки проекта интегрированной информационной системы (ИИС) в ИГЕМ РАН является идея комплексного использования и предоставления доступа пользователям к разнообразным сетевым, аппаратно-вычислительным, информационным и информационно-аналитическим ресурсам. Также необходим доступ к развитому предметно-ориентированному программному обеспечению (независимо от географического положения пользователей и самих ресурсов), для решения задач в области магматизма и рудообразования.

Фундаментальной научной проблемой является WEB-организация распределенной информационной среды в области магматизма и рудообразования, обеспечивающей эффективный поиск и интеграцию с высокой степенью релевантности запросам пользователей. Для этих целей разрабатывается технологическая платформа анализа и выполнения запросов пользователей на основе информационного распределенного проблемно-ориентированного поля в области научной тематики Института. Проблема формирования единого информационного пространства решается с помощью использования интернет-портала в рамках ИИС [1]. Эти задачи требуют решения вопросов быстрой и точной навигации в мировом информационном пространстве.

В ИИС обеспечивается реализация потенциально нового качества решения следующих классов задач по изучению процессов магматизма и рудообразования :

- массовая обработка потоков данных большого объема;
- многопараметрический анализ данных;
- цифровое моделирование геопроцессов и геообъектов;
- реалистическая визуализация больших наборов данных;
- сложные ГИС-приложения с большими объемами вычислений;
- комплексный анализ мирового потока документальной информации с целью выявления наиболее перспективных и востребованных направлений развития исследований по магматизму и рудообразованию.

Технологическая платформа и метод поиска информации создаются таким образом, чтобы использовался единый классификатор (общая терминологическая система), а структура запроса базировалась на естественном языке. Общий принцип ранжирования данных по близости кодов классификатора позволяет в рамках WEB-пространства ИИС выполнить автоматический анализ сведений, подготавливаемых для выдачи по запросу пользователя. При этом формируется распределенное проблемно-ориентированное поле в области магматизма и рудообразования.

Этот метод поиска позволяет также выявить существенное дублирование информации, оценить наличие «пробельного» знания пользователя. Предполагается сформировать экспериментальную базу запросов пользователей, в которой накапливать и обрабатывать сведения по поисковой тематике (магматизму и рудообразованию).

Литература

1. Электронная Земля: использование информационных ресурсов и современных технологий для повышения достоверности научного прогноза на основе моделирования решений в интегральных информационных полях / Под ред. Арского Ю.М., Велихова Е.П., Жижченко А.Б., Лаврова Н.П., Савина А.И. М.: ВИНТИ РАН, 2009. 478 с.

**КОЧКАРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН (ЮЖНЫЙ УРАЛ) – ТИПОВОЙ
ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ПОЛИГЕННОГО И ПОЛИХРОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Ю.А. Поленов, В.Н. Огородников

(Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Polenov_yu@mail.ru)

В Кочкарском метаморфическом комплексе развито золотое (кварцево-жильное и прожилково-вкрапленное), бериллиевое оруденение и кварцево-жильная хрусталеносная, кианитовая, рубиновая, топазовая минерализации. Их образование связано с развитием двух основных рудно-геохимических систем – ранней, обусловленной гранитоидным магматизмом тоналитового состава, и поздней, являющейся продуктом развития метаморфогенно-магматической системы [1-3]. Граниты гранитной формации, довольно значительно развитые на характеризуемой площади, рассматриваются как продукты позднего орогенеза или коллизии [4, 5]

В Кочкарском рудном районе выделяются следующие возрастные уровни оруденения: рифейский - гематитизация в кварц-графитовых (с гранатом и кумингтонитом) сланцах; 380-340 млн лет - (D_3-C_1) - золотая минерализация кварц-жильного типа, сопровождаемая березит-лиственитами и серицит-кварцевыми метасоматитами, связанным с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации и редкометальные (колумбитовые) пегматиты; 330-310 млн лет - золотое прожилково-вкрапленное оруденение, сопряженное с продуктами интенсивного Mg-Fe-метасоматоза («рябчиками», «табашками»); 310-240 млн лет – различные образования, связанные с зональным метаморфизмом и нормальными гранитами: камнесамоцветные пегматиты (берилл, голубой и розовый топаз, горный хрусталь), мраморы с рубином, благородной шпинелью, зоны метасоматических кианитовых кварцитов, пьезокварцевые хрусталеносные жилы [1, 2, 3, 6, 7].

Кочкарский зональный метаморфический комплекс сформировался в результате регионального сжатия земной коры (обусловлено ранней "мягкой" коллизией) [2, 3, 5 и др.]. В этих условиях по границам гнейсовых блоков развиваются шовные зоны, в пределах которых породы претерпели метаморфическую трансформацию на уровне эпидот-амфиболитовой фации. В отдельных участках таких зон уровень метаморфизма поднимается до амфиболитовой фации; здесь возникают локальные очаги анатектических расплавов, производными которых являются золотопродуктивные интрузии тоналит-гранодиоритовой формации.

"Жесткая" поздняя коллизия обуславливает возникновение зонального метаморфизма и гранитизации [2, 3, 4, 5]. В регрессивный этап метаморфизма в породах высокого уровня метаморфизма проявился диафторез, внедрились дайки основного и кислого состава, образовались пегматиты [1, 3, 6]. В прогрессивный и регрессивный этапы метаморфизма в карбонатных породах сформировалась (карьер Кучина и другие места) трехстадийная рубиновая минерализация [7]. Для пегматитов характерно образование при пониженной температуре (430-300 °С) из флюида с преобладанием Cl^- и Na^+ и присутствием HCO_3^- , K^+ , Ca^{++} . Полости с топазом, бериллом и турмалином сформировались в закрытой системе при $T=300-170$ °С [3, 6].

В пределах Светлинского рудного поля (западная часть Кочкарского метаморфического комплекса) проявлена горизонтальная зональность в распространении метаморфитов, метасоматитов, золоторудной минерализации, пегматитов и кварцевых жил (рис. 1). Так, в гнейсовом ядре (обрамление Борисовского гранитного массива) развиты дайки аплитов, гранит-порфиров и жилы керамических пегматитов. Западнее, в восточном блоке, находящемся на удалении 0,5-1,0 км от кровли гнейсового ядра, располагаются кристаллические сланцы с силлиманитом, несущие многочисленные тела пегматитов с редкометальной минерализацией, горным хрусталем и самоцветами [3, 6]. В Центральном

блоке, расположенном западнее предыдущего, удаленного на 1,5 км от кровли гнейсового ядра, фиксируются тела ортоамфиболитов, а также кварцевые жилы с относительно высокотемпературными околожильными изменениями (включают парагенезисы с силлиманитом, кианитом, андалузитом, мусковитом, альбитом). Западный блок шириной около 3 км сложен преимущественно двуслюдяными сланцами со ставролитом. Уровень метаморфизма отвечает здесь эпидот-амфиболитовой фации, жильная фация не развита, амфиболиты отсутствуют. В этом блоке установлены золотоносные кварцевые жилы и минерализованные золотоносными сульфидами биотитизированные, хлоритизированные и серицитизированные кристаллические сланцы со ставролитом и гранатом [1, 2, 3]. Западный блок в западной части сливается со Светлинским золоторудным месторождением (см. рис. 1), в пределах которого широко представлены метаморфиты-метасоматиты зеленосланцевой фации, возраст которых не моложе D_2 , а также метаморфиты-метасоматиты эпидот-амфиболитовой фации, сопряженные с шовной зоной [3]. В целом, в пределах Светлинского рудного поля отмечается миграция во времени источника теплового потока и флюида сначала с запада на восток, затем - с востока на запад.

В пределах Светлинского рудного поля установлено зональное распределение хрусталеносных кварцевых жил: в гнейсах их нет, в породах, принадлежащих эпидот-амфиболитовой фации сосредоточено 26 % жил от их общего числа, в зеленых сланцах - 71 % и в зеленокаменно перерожденных породах - лишь 3 %. В метаморфитах эпидот-амфиболитовой фации жильный кварц прозрачный, стекловатый, гигантозернистый. $T_{\text{гом}}$ его 400-500 °С, а горного хрусталя, фиксирующегося в жилах, 200-400 °С. Кварц жил, сформировавшихся в связи с метаморфитами зеленосланцевой фации, молочно-белый; гомогенизация газово-жидких включений в нем происходит при $T=250-380$ °С, а в кристаллах горного хрусталя - при $T=160-320$ °С. Кварцевые жилы образовались из хлоридно-бикарбонатно-натриевого флюида (рис. 1, верхняя часть). К западу отмечается увеличение в нем HCO_3^- главным образом за счет взаимодействия с известняками [1,3].

Установлено закономерное распределение силлиманит-, андалузит- и мусковитсодержащих метасоматитов в пределах Светлинского рудного поля: первые и вторые развиты в Центральном блоке, а третьи - в Западном. В указанных метасоматитах развиты различные плагиоклазы: № 9-10 - в силлиманитсодержащих, № 8 - в андалузитсодержащих, № 4-6 - в мусковитсодержащих; в эдуктах установлен плагиоклаз № 20-28. Отмеченное поведение плагиоклаза при метасоматозе характеризует последний как процесс кислотного выщелачивания.

Известно, что золото накапливается как в восстановительной, щелочной, так и в ацидофильной средах, горный же хрусталь - только в кислых. В связи с этим понятно, почему сопряженное образование золотого оруденения и кварцво-жильной хрусталеносной минерализации происходит главным образом в салических блоках и только в породах, характеризующихся повышенной кислотностью. Причем согласно [3] золото и горный хрусталь в этих условиях отлагаются в пределах единой гидротермальной системы, но первое в ее части с повышенными температурой и щелочностью среды минералообразования, а второй - с пониженной температурой и повышенной кислотностью.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России: освоение новых источников высокоглиноземистого сырья (минералы группы силлиманита и пирофиллита, каолины, золы и др.)», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев. Исследования проводились при частичной финансовой поддержке госбюджетной темы Г-3 (УГТУ).

Литература

1. Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А. и др. Корово-мантйное оруденение в салических блоках

эвгеосинклинали. Свердловск Недра, 1989, 113 с. 2. *Месторождения золота Урала/Сазонов В.Н., Огородников В.Н. Коротеев В.А. и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 622 с.* 3. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н. Соотношения золоторудных и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1991. 72 с.* 4. *Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.* 5. *Феритатер Г.Б. // Литосфера. 2001. № 1. С. 65-85.* 6. *Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука. 1988. 144 с.* 7. *Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1991. 131 с.*

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИАПИРОВОГО МЕХАНИЗМА ПОДЪЕМА МАГМЫ ЧЕРЕЗ ЛИТОСФЕРУ КРАТОНА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

О.П. Полянский¹, В.В. Ревердатто¹, А.В. Бабичев¹, С.Н. Коробейников²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, pol@igm.nsc.ru;

²Институт гидродинамики им. М.А.Лаврентьева СО РАН)

Формирование крупных изверженных провинций на континентальной и океанической плитах связывают с нижнемантийными суперплюмами, поднимающимися с глубин границы мантии и ядра [1]. Физические аспекты процесса движения плюма термической или термохимической природы достаточно хорошо изучены с помощью физического и математического моделирования [2]. Эта концепция включает всплывание в локальной области легкого, высокотемпературного и маловязкого мантийного материала – плюма – на фоне крупномасштабных мантийных конвективных течений. Интерес представляет случай, когда верхняя часть плюма поднимается к подошве литосферы, резко отличающейся по свойствам от нижележащей астеносферы. Взаимодействие материала плюма или его продуктов плавления с литосферной частью мантии, по существу, изучено слабо. Неясными остаются вопросы о конечном этапе эволюции диапиров: как высоко расплав может подниматься и каково соотношение подъемной силы и вязкого сопротивления вещества при подъеме на верхние уровни литосферы? Таким образом, становится очевидно, что диапировый механизм транспорта магмы в наиболее вязкой и холодной части мантийной литосферы требует изучения. Другими важными вопросами являются следующие: 1) возможно ли проникновение частично расплавленного вещества сквозь жесткую литосферу?, если да, то 2) каков механизм подъема и форма всплывающих тел? и 3) какова роль реологии литосферы, испытывающей фазовый переход при плавлении, в процессе диапиризма? Поскольку реология литосферы описывается комбинацией упругих, вязких и пластических деформаций, эта задача является весьма сложной. Представляется, что наиболее эффективно осуществить подход к изучению термомеханических процессов в континентальной литосфере с помощью компьютерного моделирования [3,4].

При разработке модели мы основывались на геологических, петрологических и геофизических данных, характеризующих структуру и вещественный состав Сибирской платформы.

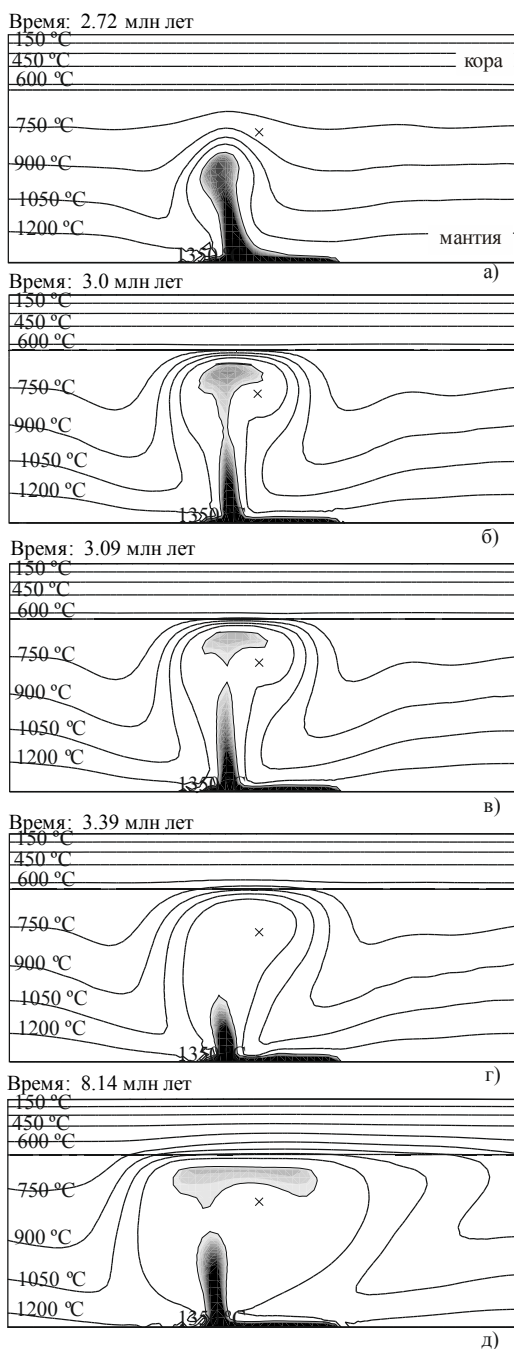


Рис. 1. Результаты моделирования осциллирующего режима диапиризма в среде с вязкостью водосодержащего дунита Aheim согласно (Chopra, Patterson, 1984) с долей расплава 0.1. Эволюция температурного поля показана вне диапира – в виде изотерм (°С), внутри диапира – тоном в интервале 1350-1650°С. Максимальный уровень подъема магмы ограничен разделом кора-мантия.

Хотя в модели использованы признаки и свойства характерные для многих древних платформ, параметры выбирались исходя из наличия информации, относящейся, главным образом, именно к Сибирской платформе. Геометрия модельной области описывает структуру литосферы Сибирского кратона: рассматривается 45-километровая кора и 155-км мантийная литосфера. Общая мощность литосферы составляет 200 км. Предполагается, что под кратон от границы верхней и нижней мантии, либо от границы мантия-ядро поднимается высокотемпературный мантийный поток (струя) с температурой 1450 или 1650 °С с поперечным размером 100 км.

Смоделированы разнообразные режимы всплывания диапиров в литосфере, различающихся по форме, температуре и уровню подъема. Во-первых, независимо от структуры теплового источника (ширины и температуры) во всех вариантах расчетов наблюдалась локализация тепла, т.е. возникала структура «канал – голова» диапира. Характерной ее особенностью является формирование тонкого «итающего» канала, соединяющего область аномальной мантийной струи и тела диапира. Его ширина составляла в моделях 7.5-8 км при высоте 70-150 км; таким образом, он пронизывал большую часть мантийной литосферы. Во многих вариантах расчетов канал пережимался, и всплывающая масса расплавленного материала оставалась изолированной от теплового источника.

Второе важное различие состоит в форме всплывающих масс. В зависимости от выбранной реологической модели литосферы и частичного расплава в экспериментах наблюдались: i) однократное всплывание вещества с «ножкой» и поверхностью в форме купола; диапир не достигал границы мантии и коры; при этом уровень подъема не превышал некоторого предельного, составляющего 1/3-1/2 мощности мантийной литосферы; ii) возникал осциллирующий режим подъема новообразованных порций магмы, как правило, достигающих подошвы коры (рис. 1); iii) имело место растекание магмы в форме силла, который распространялся латерально либо под основанием коры (режим андерплейтинга), либо на более глубинном уровне, в мантии.

В определенных вариантах модели область горизонтального растекания вещества диапира достигает 200 км, что согласуется с максимальными размерами силлов. Наши результаты численных расчетов предсказывают периодический характер всплывания магмы с периодом около 2 млн лет. Возможно, плавление мантийного перидотита последовательно вызывает диапиризм в мантии, андерплейтинг магмы и последующее плавление и излияние нижнее-коровых основных расплавов. Тогда смоделированный периодический режим подъема диапиров качественно объясняет дискретный характер возрастных данных магматической активности в пределах юга Сибирской трапповой провинции.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов СО РАН №12 и ОНЗ №9.

Литература

1. Farnetani C.G., Richards M.A. // J. Geophys. Res. 1994. v. 99. p. 13813-13833.
2. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46(9). С. 891-907.
3. Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. // Петрология. 2012. №2. С. 136-155.
4. Полянский О.П., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. // Петрология. 2010. №4. С. 450-466.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ДАХОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА КАК МАРКЕР ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Ю.В. Попов

(Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, popov@sfedu.ru)

Среди рудно-геологических объектов особого внимания заслуживают «долгоживущие» рудные узлы, сосредотачивающие полихронное и полигенетическое оруденение. Специфика их строения и развития проявляет устойчивые для региона рудолокализирующие факторы. Одним из таких объектов на Большом Кавказе является Даховский рудный узел, связанный с вовлеченной в альпийское поднятие Большого Кавказа южной части Скифской плиты. Даховский узел приурочен к одноименному горстовому поднятию кристалликума, образованному ниже-среднепалеозойской метаморфической толщей, вмещающей полихронный гранитоидный массив, ранние фазы которого образованы последовательно кварцевыми диоритами, гранодиоритами и двуслюдяными гранитами среднегерцинского даховского комплекса; завершающие – гипабиссальными малыми интрузиями лейкократовых калиевых гранитов и гранит-аплитов позднегерцинского малкинского комплекса. С юга поднятие ограничено Северным разломом, относящимся к Пшекиш-Тырныузской системе, разделяющей герцинские структуры Большого Кавказа и Скифской плиты. Северной границей является зона крупного Центрального разлома, относящегося к северо-западной системе, контролирующей в ориентировку основных тектонических структур и выходы серпентинитов на этой площади. В современной структуре разлом представляет собой поддвиг с субвертикальным, выполаживающимся на глубину, сместителем. Мощность разломной зоны составляет до 750 м.

На площади небольшого Даховского поднятия (около 35 км²) сосредоточены перспективные участки с молибденовой минерализацией, урановое Даховское месторождение, баритовое Белореченское месторождение и ряд других проявлений.

Кварцевые жилы с молибденитом, образованные в ходе высокотемпературной кварц-молибденитовой и среднетемпературной кварц-сульфидной с самородным висмутом стадий рудообразования. Перспективное оруденение локализовано в узлах пресечения сколовых трещин и в трещинах отрывах в зонах грейзенизации, обязанных своим происхождением рудогенерирующей пневматолитово-гидротермальная системе, связанной с эволюцией магматического очага малкинских гранитоидов [1]. В целом, молибденовая минерализация контролируется разломами «основного каркаса», образованного в ходе коллизионной деформации консолидированной в ходе герцинского орогенеза коры, контролировавшего и положение комплекса малых интрузий.

Все последующие этапы минерализации занимают иную структурную позицию, тяготея к зоне Центрального разлома. Присутствующие в зоне разлома кальциевые метасоматиты по серпентинитам и амфиболитам, характеризуются специфической аксессуарной ассоциацией - торит, ураноторит (U 9-10%), циркон (с Th до 7,5-10,3%, Hf 0,8-1%), ортит, Се-монацит, местами образуя уран-ториевые рудопроявления с гнездово-вкрапленными выделениями перечисленных минералов [2]. При этом вмещающие серпентиниты характеризуются повышенными содержаниями P₂O₅ (более 1%), Sr (1,79%), Се до 0,3%, La до 0,1%, Hf, Sc, Li – до 0,01%, Nb – до 0,006%, Rb – до 0,0004%. Описана также секущая серпентиниты жила гроссуляра с карбураном [3]. Минеральный состав этих проявлений сходен с метасоматитами расположенного восточнее Маркопиджского апатитового месторождения (с рудами апатит-карбонатного состава, обогащенными

редкометалльными элементами), контролируемого Уруштено-Маркопиджским разломом, занимающим аналогичную Центральному структурную позицию.

Даховское урановое месторождение, связанное с доломитовыми жилами, и пространственно совмещенное с ним (вплоть до телескопирования жил) Белореченское баритовое месторождение непосредственно примыкают к Центральному разлому. Оруденелые жилы приурочены к системам трещин, связанных с основными нарушениями (и главным образом сопряженными по отношению к Центральному разлому), при этом отчетливо проявляется связь минерального состава с ориентировкой систем трещин.

Ранняя уран-сульфидная минерализация (сфалерит, замещаемый настураном коффинит) образует штокверковую зону, связанную с трещинами СВ ($55-55^\circ$) и субмеридиональной ($350-15^\circ$) ориентировки (частично формирующуюся по катаклазированным дайкам). Более выраженная СЗ ($300-320^\circ$) система, развивавшаяся на этапе минерализации как трещины отрыва, образована протяженными крутопадающими ветвящимися жилами с раздувами и разветвлениями, сложенными несколькими генерациями доломита. С этой системой связано уран-арсенидное с никелем и серебром оруденение (никелин, раммельсбергит, настуран, уранинит, самородный мышьяк и др.), являющееся основным и характеризующееся значительным минеральным разнообразием. Локализация оруденения в участках жил, залегающих в тектоническом блоке серпентинитов и амфиболитов позволяет рассматривать ультрабазиты Центрального разлома в качестве источника никеля [4]. Кратко характеризуя минеральный состав, следует подчеркнуть 1) отсутствие в рудных минеральных ассоциациях минералов молибдена (при наличии на участке молибденит-кварцевых дорудных жил) и 2) постоянное присутствие органических соединений. Дорудные метасоматические изменения вмещающих пород сопровождались графитизацией и формированием антроксолита в ассоциации с пиритом. В доломитовых жилах антроксолит отмечается в виде корок на почковидных агрегатах, состоящих из настурана, никелина, раммельсбергита, самородного мышьяка и других минералов, иногда включает мономинеральные включения настурана (с валовым содержанием U в антроксолите до 22,87%). Среди поздних генераций доломита отмечаются сфероидальные агрегаты керита. В наиболее поздних доломитах и в баритовых жилах присутствуют смолоподобные вещества, а в кальцитовой жиле отмечены скопления нефтеподобного вещества [5]. Кроме того, отмечается заметная обогащенность метаном флюидных включений всех развитых в зоне месторождения пород – от кальциевых метасоматитов [1] до поздних генераций барита и флюорита [6].

Характер систем трещин месторождения указывает на принадлежность СВ и субмеридиональной систем к сколовым трещинам, а СЗ – к трещинам отрыва, то есть на формирование оруденения в условиях СЗ-ЮВ сжатия.

Эти системы трещин унаследованы и баритовыми (барит-кальцитовыми, флюорит-баритовыми и пр.) жилами Белореченского месторождения. При этом изменение характера поля деформаций привело к наибольшему раскрытию ССЗ ($340-350^\circ$) трещин, с которыми связаны несколько стадий минералообразования (с широким развитием симметрично-полосчатых выполнений трещин и друзовых полостей). Учитывая раннеюрский возраст баритового оруденения (проявленный в проникновении жил в породы триаса и нижней юры), перестройка поля напряжений связана региональным изменением структурного плана на Большом Кавказе. Вертикальная амплитуда смещения по зоне Центрального разлома в триасовое-среднеюрское время превышает 500 м, что подтверждает его активность.

Обсуждение материалов. При обсуждении геолого-генетических моделей следует в первую очередь обозначить общую геодинамическую ситуацию. И Маркопиджское, и Даховское месторождения связаны с метаморфическими комплексами, несущими черты высокобарического метаморфизма, связанного с допозднепалеозойской субдукционной

зоной [7]. Возраст эклогитового метаморфизма на Большом Кавказе определен как позднекаменноугольный [8], а синколлизионного метаморфизма – конец среднего – начало позднего палеозоя [9].

Молибденовая минерализация обязана своим происхождением функционированию рудоизвлекающей магматической системы и генетически сопряженной с ней рудогенерирующей пневматолитово-гидротермальной системы, связанной с магматическим очагом позднеколлизионных малкинских гранитов. Присутствие в зоне Маркопиджского месторождения апатитизированных эклогитов [10] указывает на формирование месторождений в зоне влияния возвратного течения метаосадочных пород в субдукционном канале, связанного с гидратацией мантийного клина, и приводящего к эксгумации эклогитов [8, 11]. Послеколлизионное снижение латерального давления обусловило проницаемость для флюидов, связанных с надсубдукционной циркуляцией, региональных разломных зон хрупкой коры, что и послужило причиной формирования специфичных минеральных ассоциаций, несущих «мантийные» минералогическо-геохимические черты, ослабевающие по мере угасания циркуляции. Отсутствие представительных геохимических данных не позволяет достоверно судить о характере резервуара, но специфика минерального состава рудных ассоциаций в целом не противоречит выносимому на осуждение предположению о рудогенерирующей роли субдукционного материала.

Литература

1. Попов Ю.В., Пустовит О.Е. // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2011. № 5. С.70-73.
2. Труфанов В.Н., Попов Ю.В., Цицуашивили Р.А., Труфанов А.В., Гончаров А.Б. // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2011. № 5. С.73-77.
3. Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М.: Изд-во АН СССР. 1958. 140 с.
4. Дымков Ю.М., Казанцев В.В., Любченко В.А. // Месторождения урана: зональность и парагенезис. М.: «Атомиздат», 1970. С. 205-244.
5. Мелков В.Г., Сергеева А.М. // Записки ВМО. 1992. №5. С.16-25.
6. Грановская Н.В. // Записки ВМО. 1984. №4. С.454-463.
7. Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков С.Г. // Докл. АН. 2004. Т. 397, № 5. С. 650–654.
8. Перчук А.Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М.: ИГЕМ РАН. 2003. 50 с.
9. Результаты деятельности региональных межведомственных стратиграфических комиссий. 2000-2009 гг. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 39. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 84 с.
10. Апатитовые проявления Северного Кавказа / под ред. Г.Д. Афанасьева. М.: Наука. 1976. 248 с.
11. Gerya T.V., Stoeckert B. // Geophys. Research. Lett. 2002, vol. 29, Art. №. 1261, P. 102-1 – 102-4.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГРАНИТАХ ПРИ ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ (ПРОТРУЗИВНОЙ) ЭКСГУМАЦИИ

Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина

(Геологический институт РАН, Москва, prz4@yandex.ru)

Преобразование минерального состава и структуры интрузивных пород начинается момента их консолидации и продолжается после остывания массива в постоянно меняющихся условиях температуры, давления, флюидного режима и деформации. Своеобразие постумных деформации в породах гранитного ряда в значительной мере определяет специфику петрологических преобразований.

Современный подъем гранитных массивов, выраженный в рельефе и опережающий по скорости воздымание вмещающих комплексов пород кристаллического фундамента, – известное и широко распространенное явление [1]. Для многих из них установлены структуры протрузивного внедрения в вышележащие отложения осадочного чехла, более молодого по отношению к интрузиям [2, 3]. Эти факты объясняются особой «текучестью» гранитоидов субщелочного ряда, которая обычно проявляется в периоды тектонической

активизации и является причиной вертикальных или иных перемещений значительных объемов пород и деформаций реидного типа в самом перемещенном массиве и его окружении. Предполагается, что предпосылкой подобных объемных реидных деформаций служила разноуровневая постмагматическая дезинтеграция, в первую очередь, грануляция гранитов на уровне минеральных зерен [1].

Изучение микроструктур гранитоидов Южной и Центральной Монголии, входящих в состав складчатого фундамента и испытавших в конце мезозоя – кайнозое быстрый подъем к поверхности в виде протрузивных тел или выступов кровли более крупных массивов, находящихся на глубине [3, 4], позволило выявить некоторые общие черты постумной перестройки пород.

1. Основной объем пород протрузий представлен в различной степени дезинтегрированными измененными разностями. Слабо измененные граниты (нормального или субщелочного ряда, часто – лейкократовые) обнаруживаются лишь в центральных частях линз, которые не испытали значительных деформаций и, как можно предполагать, пассивно перемещались в массе интенсивно дезинтегрированных пород. На границах линз отмечается постепенное увеличение степени дезинтеграции и деформации от трещиноватых гранитов до катаклазитов и микробрекчий.

2. В слабо измененных гранитах сохраняется первичная гипидиоморфная структура. В кварцевых зернах наблюдается волнистое погасание, иногда – обособление субзерен, а на границах зерен полевых шпатов – характерное «вспучивание» (*bulging*) границ с образованием мелкозернистого агрегата, что указывает на процессы динамической рекристаллизации [5]. По трещинам развиты прожилки, некоторые из которых имеют полигональную, дуговую или даже кольцевую (в плоскости шлифа) форму. Подобные трещины наблюдаются почти во всех исследованных массивах и указывают на условия объемного растяжения, относительно равномерно проявившегося в породах. Наиболее ранние трещины обычно выполнены прожилками окислов Fe и Mn, более поздние – кальцитом (нескольких генераций) или кварц-каолиновым агрегатом.

3. В более деформированных разностях наблюдаются катаклазовые структуры с фрагментами минеральной размерности, постепенно переходящие в мозаичные и хаотические микробрекчий, матриksom которых может служить кальцит, рудные окислы, кварц-серицитовый или кварц-каолиновый агрегаты. В катаклазитах полевые шпаты изменены значительно сильнее, вплоть до полного их замещения мелкозернистыми агрегатными массами, в которых диагностируются кварц, серицит, каолин и карбонаты.

4. Часто наблюдается включение фрагментов жилок разного состава в обломочной фракции брекчий, а также развитие трещин и возобновление катаклаза после формирования брекчий, что свидетельствует о многоактности процесса, чередовании режимов пластической и хрупко-упругой деформации. Типичны структуры автобрекчий с изменением состава матрикса и появлением в виде обломков пород с ранее образованным матриksom.

5. Процессы деформации и дезинтеграции пород протекали с постепенным увеличением объема межзернового пространства, что наиболее очевидно при рассмотрении переходных разностей от трещиноватых пород к катаклазитам. Суммарный объем прожилков в катаклазитах составляет до 30-35%.

Таким образом, деформации в гранитных массивах, протекавшие в виде катакластического течения, на микроуровне имеют как хрупкий, так пластичный характер, что в значительной степени зависит от постмагматических минеральных преобразований и процессов дезинтеграции породы. Среди эндогенных факторов, ответственных за грануляцию и изменение объема интрузивных пород, важнейшими являются контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект и тектоническая переработка.

Таблица

Величины расширения (+) или усадки (-) минералов гранитов по [6], изменение объема и пористости породы (%) при остывании в разных интервалах температур

	Интервалы остывания (°С)				
	800→600	600→400	400→200	200→20	600→20
Плагиоклаз	-0,47	-0,59	-0,36	-0,23	-1,18
Ортоклаз	-0,73	-0,60	-0,43	-0,16	-1,19
Микроклин	-0,41	-0,49	-0,24	-0,40	-1,13
Кварц	+0,09	-2,67	-1,09	-0,78	-4,54
Изменение объема гранита по полевым шпатам	-0,5	-0,6	-0,3	-0,3	-1,15
Расчетное изменение объема гранитов	-0,48	-0,48	-0,48	-0,43	-1,39
Увеличение «пористости»	0	0,7	0,3	0,1	1,1

Для оценки эффектов контракции в процессе остывания массива рассмотрим изменение объема главных породообразующих минералов гранитов - полевых шпатов и кварца (табл. 1). Если полевые шпаты демонстрируют близкие величины контрактционной усадки в большинстве интервалов температур и по суммарной ее величине, то изменение объема кварца совершенно иное. При консолидации массива свыше 575°С, (то есть до перехода бета- в альфа-кварц) кварц даже несколько увеличивается в объеме. Зато дальнейшая его контрактционная усадка превосходит усадку полевых шпатов в среднем в 4 раза.

В первом приближении можно считать, что полевые шпаты, составляющие 60-70% в граните, образуют связный «каркас», определяющий изменение объема породы в целом. Эта усадка примерно соответствует расчетной, исходя из величины теплового расширения гранита $7,9 \times 10^{-6}$ м/м. Аномальная усадка кварца, которого в гранитах 25-30%, при остывании породы ниже 600°С создает условия для увеличения внутреннего пространства («пористости») гранитов. Межзерновые трещины заполняются новыми минералами и агрегатами и лишь в исключительных случаях могут оставаться открытыми. Величины реальной пористости дезинтегрированных гранитов, являющихся хорошими коллекторами, достигают 15% и более, что на порядок больше контрактционной.

Тектоно-кессонный эффект проявляется при эксгумации массива, что приводит к увеличению объема и растрескиванию. Контракция и тектоно-кессонный эффект по смыслу противоположны и в некоторых реальных обстановках могут нивелировать эффекты изменения объема. При подъеме остывших гранитов с глубины упругое расширение кварца и полевых шпатов [6] вполне компенсируется их контрактционной усадкой при нормальном геотермическом градиенте.

Как было отмечено, межзерновое пространство значительно увеличивается в процессе тектонической деформации - катакластического течения. Дилатационный эффект теоретически обосновывается применительно к деформациям гранулированных сред. Минерализация межзернового пространства в процессе продолжающейся деформации многократно увеличивает объем пород, создает условия для кардинального изменения исходной структуры и состава. Подобным образом по гранитам формируются существенно

кварцевые [2] или кварц-карбонатные [4] тектонокластиты, изменяются реология пород, их проницаемость и коллекторские свойства.

Таким образом, дезинтеграция гранитов на минеральном уровне является и предпосылкой, и следствием реидных деформаций, которые неразрывно связаны с процессами синхронных минеральных преобразований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 и проекта РФФИ № 10-05-00852.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука. 2008. 454 с.
2. *Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др.* // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 3. С. 312–328.
3. *Пржиялговский Е. С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* // Доклады АН. 2011. Т. 440, № 4. С. 503-506.
4. *Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* // Современные вопросы геологии. (Материалы конференции «4-е Яншинские чтения») М.: ГЕОС, 2011. С. 103-110.
5. *Passchier C.W., Trouw R. A. J.* (1996). *Microtectonics.* Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag. P. 289.
6. *Справочник физических констант горных пород (под ред. С. Кларка).* М.: Мир. 1966. 545 с.

К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ ДИАФТОРИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА, МЕТОДИКЕ ИХ ИЗУЧЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

Н.А. Пуляев, Е.Е. Лоскутов

(Северо-Восточный федеральный университет, Якутск, рпа grf@mail.ru)

В последнее время при геологических исследованиях на территории России все большее внимание уделяется докембрийским метаморфическим комплексам, с которыми связано открытие крупных месторождений рудных и не рудных полезных ископаемых. Из рудных полезных ископаемых первостепенное значение имеют месторождения золота, железа, меди, никеля, радиоактивных, редкометалльных, редкоземельных и целого ряда других. На территории РС (Якутия) выходы метаморфических докембрийских комплексов установлены на значительных площадях. Это территории Алдано-Станового и Анабарского щитов.

Для Алдано-Станового щита (АСЩ), сложенного докембрийскими метаморфическими образованиями, как архейского, так и протерозойского возраста, характерен полиметаморфизм, под которым понимается многоэтапное преобразование пород, вызванное наложением процессов метаморфизма на уже метаморфизованные породы. По мнению многих геологов, метаморфические преобразования на АСЩ являются полифациальными по своей природе, так как любая глубокометаморфизованная порода неоднократно перекристаллизовывалась с образованием минеральных ассоциаций тех зон и фаций, в которых она находилась до преобразования. При этом, ранее существовавшие ассоциации зачастую уничтожались полностью или сохранялись в виде реликтов, которые устанавливаются только при петрографическом изучении пород.

Как правило, такой процесс происходит при регрессивном метаморфизме (диафторезе), под которым понимают преобразования, выражающиеся в смене, высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. Регрессивный метаморфизм на АСЩ имеет как площадное, так и линейное развитие. Преобразования пород на больших территориях щита связаны с общим воздыманием докембрийских блоков и выходом метаморфитов на уровни, где ранее образованные ассоциации становятся неустойчивыми [1]. Диафторез в зонах линейных дислокаций связывается с многократным нарушением залегания горных пород (пликативные и дизъюнктивные нарушения) и, как следствие, их значительной проницаемостью для воды и углекислого газа, которые и

являются главными побуждающими факторами преобразований. Продуктами диафтореза являются диафториты - магматические и метаморфические породы средней и высокой ступеней метаморфизма, в которых первичные минералы, образовавшиеся в условиях высоких температур, замещены ассоциацией более низкотемпературных минералов, таких как серпентин, хлорит, серицит, мусковит, альбит, эпидот, актинолит [2].

Характерной особенностью диафтореза на АСЦ является его приуроченность к тектоническим нарушениям. Наличие крупноамплитудных сбросов, надвигов, приуроченность ретроградно измененных пород к глубинным разломам, вдоль которых фиксируются большие перемещения блоков земной коры, а также изофациальный прогрессивный метаморфизм молодых образований в этих зонах, является существенным аргументом для отнесения ретроградного изменения к диафторезу. В этой связи для диафторитов характерна ассоциация с милонитами и филлонитами; для бластомилонитовых диафторитов обычны тонкосланцевые, тонкополосчатые, линзовидные текстуры и неравномерно проявленный кристаллобластез. В качестве дополнительного критерия могут быть использованы петроструктурные особенности: признаки синкинематической кристаллизации, которые могут наблюдаться только в пределах отдельных зон.

Для диафтореза характерна неравномерность его проявления и частое сохранение среди его продуктов – диафторированных, пород реликтовых текстур, минералов и даже отдельных участков более высокотемпературных гнейсов. Эти особенности диафтореза как правило устанавливаются при полевых исследованиях, что способствует оконтуриванию участков его проявления, а также определения природы и степени метаморфизма диафторированных пород. Два последних не всегда могут быть решены в процессе полевых работ, так как установление принадлежности исходной высоко метаморфизованной породы к той или иной фации метаморфизма в ряде случаев можно выяснить только после петрографического исследования, т.е. выявления реликтовых парагенезисов исходной породы, подвергшейся диафторезу.

Особенно важно применение петрографических методов, позволяющих фиксировать реликтовые, более высокотемпературные минеральные парагенезисы, в случае полидиафтореза, который приобретет широкое региональное распространение особенно в областях развития докембрийских образований, прежде всего в зонах сочленения древних щитов и более молодых складчатых областей, как это отчетливо прослеживается в зоне Станового глубинного разлома (вдоль южного обрамления АСЦ). При этом характерно не только возникновение продуктов высокотемпературного диафтореза, в результате которого такие характерные для архейского разреза породы, как пироксеновые гнейсы, превращены в амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, а силлиманитовые гранулиты в биотитовые, дистен-слюдаые гнейсы, но и образование низкотемпературных диафторитов (хлорит-серицитовые сланцы, филлониты, «гнейсоиды» и т. д.) [3].

В результате, диафторированные архейские породы оказываются внешне чрезвычайно сходны с более молодыми метаморфическими сланцами, гнейсами и мигматитами, образовавшимися при прогрессивном метаморфизме более молодых толщ, что соответственно приводит к неувязкам стратиграфических схем. В этом случае особенно необходимо применять петрологические методы, позволяющие устанавливать на основе парагенетического анализа минералов явления полидиафтореза. Это приобретает особое значение при оконтуривании диафторированных пород архея и при стратиграфическом расчленении докембрийских метаморфических толщ.

На территории АСЦ среди метаморфических комплексов по условиям образования выделяют следующие виды диафтореза [4]:

1. Высокотемпературный диафторез амфиболитовой фации, при котором происходят следующие минеральные изменения: гиперстен замещается биотитом; гранат-биотитом;

гиперстен-роговой обманкой; диопсид-роговой обманкой и биотитом; диопсид-роговой обманкой; лабладор-андезином.

2. Диафторез эпидот-амфиболитовой фации со следующими минеральными изменениями: гиперстен замещается актинолитом или биотитом и мусковитом; силлиманит-мусковитом; диопсид-актинолитом; гранат-биотитом или биотитом и мусковитом; биотит-эпидотом и магнетитом или мусковитом и магнетитом; роговая обманка- биотитом; андезин-альбитом или эпидотом и серицитом.

3. Диафторез зеленосланцевой фации сопровождается следующими минеральными преобразованиями: гиперстен вначале переходит в актинолит, а затем в хлорит; роговая обманка замещается актинолитом, который затем превращается в хлорит; Биотит распадается на хлорит и эпидот; гранат замещается хлоритом или серицитом и хлоритом; плагиоклаз замещается ассоциацией, состоящей из альбит+эпидот+серицит.

Диафторез эпидот-амфиболитовой фации широко проявлен на АСЦ среди метаморфических комплексов позднеархейского возраста в Олондинском районе. Некоторыми геологами эти породы ранее рассматривались в качестве стратифицируемых позднеархейских образований или выделялись в качестве даек ультрабазитов [3]. Диафториты подразделены на две группы: развитые по породам ультраосновного и по породам пикритового состава.

Диафториты ультраосновного состава представлены хлорит-карбонат-тремолитовыми, тальк-хлорит-карбонат-антофиллитовыми, серпентин-карбонат-актинолит-тремолитовыми, хлоритовыми сланцами. Макроскопически - это коричневато-зеленые, желтовато-зеленые полосчатые породы с бурыми желваками и гнездами размером до 5-15 см железистого карбоната, который на поверхности крупноглыбовых обломков пород обычно выщелочен, а стенки образовавшихся пустот покрыты бурой охрой. Петрохимическое изучение этих диафторитов показало, что процесс диафтореза сопровождался привнесением углекислоты, воды, оксидов глинозема, кальцита, титана и уменьшением содержания (возможно выносом) оксида магния.

Диафториты пикритового состава слагают самостоятельные зоны (среднее течение руч. Длинного) или же встречаются совместно с диафторитами ультраосновного состава (зоны на левобережье р. Олондо). Описываемая группа диафторитов представлена тонколиствыми хлорит-актинолитовыми, карбонат-хлорит-актинолитовыми сланцами зеленого цвета. По ручью Длинному в коренных обнажениях амфиболитов кумкыстахского комплекса наблюдались зоны мощностью до нескольких метров, сложенные аналогичными сланцами с реликтовыми участками амфиболитов. Поэтому считается, что диафториты пикритового состава развиты по амфиболитам кумкыстахского комплекса. Не исключено, что часть этих сланцев могла быть развита и по пикритам и пикрито-базальтам темулякитской свиты.

Диафториты ультраосновного и пикритового состава образуют протяженную зону по восточному краю Олондинской структуры. Они же отмечены в Центральной зоне разломов, прослеживающейся по обеим ветвям Олондинской структуры. Мощности зон достигают 250 м.

Наиболее устойчиво картируются участки, сложенные диафторитами существенно эпидотового состава. Обычно эти породы мелкозернистого до скрытокристаллического сложения зеленоватого, светло-зеленоватого до «белесого» цвета слагают зоны мощностью от нескольких метров до 50м и протяженностью 50-1000 м. Такие зоны имеют пологосекущее положение к вмещающим породам и северо-северо-западное простираение.

Диафториты зеленосланцевой фации выявлены на территории Сутамского блока и Олондинского района.

На территории Сутамского блока диафториты пространственно и генетически связаны с этапами активизации Станового глубинного разлома. Диафториты зеленосланцевой фации явно преобладают над другими. Мощность зон диафторитов изменяется от нескольких метров до первых километров (2-4 км). Часто в диафторитах отмечается мелкая складчатость. Микроскопически диафториты представляют собой тонкорассланцованные сланцы хлорит-актинолит-соссюрит-кварцевого, соссюрит-актинолитового, хлорит-эпидот-кварцевого, эпидот-кварц-полевошпатового, биотит-мусковит-полевошпат-кварцевого составов. В них отмечается графит и вкрапления сульфидов, преимущественно пирита.

В Олондинском районе диафториты зеленосланцевой фации слагает две зоны, ограничивающие Олондинскую структуру с запада и юго-востока. Мощность зон варьирует от 20м до 100м, падение крутое (65-85°). Переходы к вмещающим породам постепенные через диафторированные разности. Состав пород целиком зависит от состава пород, по которым они развиваются. Преимущественно они представлены серицит-хлоритовыми, кварц-полевошпатовыми, хлорит - эпидот - полевошпатовыми мелкозернистыми сланцами, зачастую повторно катаклазированными и милонитизированными.

Главной особенностью эпидот-амфиболитовых и зеленосланцевых диафторитов является то, что с ними в Сутамском блоке, Лемочинском и Олондинском районах связано золотое оруденение.

Результаты многочисленных исследований [5] метаморфических и метаморфизованных комплексов показали, что регрессивный метаморфизм надежно устанавливается лишь при петрографическом их изучении, когда более высокотемпературные минеральные ассоциации находятся в виде реликтовых образований в низкотемпературных минералах. Необходимо отметить, что при изучении диафторированных пород необходимо устанавливать их взаимоотношения с окружающими метаморфическими образованиями. Без этого невозможно делать выводы о степени преобразования пород при диафторезе. Как показал опыт [6], установление принадлежности исходной высоко метаморфизованной породы к той или иной фации метаморфизма можно выяснить только после петрографического исследования, т.е. выявления реликтовых парагенезисов исходной породы, подвергшейся диафторезу.

Важной особенностью диафтореза на территории АСЦ является неравномерность его проявления и частое сохранение среди диафторированных пород реликтовых текстур, минералов и даже отдельных участков более высокотемпературных гнейсов.

Металлогеническая специализация диафторитов определяется наличием золоторудной и уран-ториевой минерализации.

Литература

1. Корсаков А.К., Федчук В.Я., Корчуганова Н.И. Изучение метаморфических комплексов при проведении геолого-съемочных работ. – М. ВНИИГеосистем, 2009.
2. Геологический словарь. Т 1 и 2. – М. Недра, 1973. С. 227, 437.
3. Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1: 50 000, вып.6) - Л.: Недра, 1980. С. 5-12, 126-144
4. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. - М.: Недра, 1982.
5. Прогнозно-металлогенические исследования при глубинном геологическом картировании. комплексов (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1: 50 000, вып.21) - Л.: Недра, 1988. С. 174-251.
6. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. комплексов (Методические указания по геологической съемке масштаба 1: 50 000, вып.4) - Л.: Недра, 1972. С. 323-334.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА СПБГУ:
ПРОБЛЕМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕТОДЫ ИХ РЕШЕНИЯ**

Е.В. Путинцева, А.Б. Кольцов, М.В. Малашин

(Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lputintseva@mail.ru)

Петрографический музей – один из старейших музеев Санкт-Петербургского государственного университета и один из первых такого рода профильных музеев. Музей вышел из недр старейшего в России объединенного Геологического музея (Кабинета) Санкт-Петербургского университета.

Геологический Кабинет Его Императорского Величества создавался при кафедре «минералогии и геогнозии» естественного отделения физико-математического факультета. «Формально впервые минералогический и геологический кабинеты указываются в годовом отчете кафедры за 1865/66 учебный год» [1]. В 1867 г. хранителем геологического кабинета становится А.А. Иностранцев, выдающийся ученый, крупнейший геолог и петрограф, первым в России применивший микроскоп при изучении горных пород.

С 1872 г. А.А. Иностранцев начинает создавать Геологический Кабинет-музей как центр научной и педагогической деятельности. Приступая к созданию Геологического Кабинета, А.А. Иностранцев писал: «Без соответствующего оборудованного музея профессор сразу лишается возможности правильно функционировать и как ученый - из-за отсутствия всяких средств сравнения, и как педагог - за невозможностью в натуре показать студенту преподанный объект». Эти слова большого ученого и преподавателя актуальны и в наши дни.

Много сил и времени отдавалось сбору образцов горных пород в окрестностях Петербурга, на побережье Ладожского озера и в других областях России. Из зарубежных поездок А.А. Иностранцев привозил собранные им коллекции, в том числе – по изверженным породам Везувия. Ученый обращался также к выпускникам, просил не забывать *Alma-mater* и присылать образцы. В 1897г. в Петербурге состоялся VII геологический конгресс. А.А. Иностранцев, тогда уже всемирно известный ученый, был вице-председателем конгресса, и петрографическая секция собиралась в знаменитой 52-й аудитории при Геологическом Кабинете-музее. В Петрографическом музее хранится мемориальный лист с подлинными автографами участников конгресса, включая Г.Розенбуша, Ф.Циркеля и других светил европейской геологической науки.

Ежегодные ассигнования Геологического Кабинета составляли 600 рублей, что в современном эквиваленте составляет порядка 500000 рублей. (О таком постоянном финансировании бюджетных нужд музея в наши дни остается только мечтать.) На частные и бюджетные средства специальные центральные и боковые витрины Геологического Кабинета строились по чертежам А.А. Иностранцева и выполнялись с учетом осмотренных европейских музеев.

Академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, выдающийся ученик А.А. Иностранцева, вслед за своим учителем возглавил и мощно развил петрографическое направление на кафедре геологии. Как и многие ведущие геологи своего времени, Франц Юльевич преподавал на Высших женских (Бестужевских) курсах. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг создал при курсах свой геологический кабинет, выписывая коллекции образцов петротипических горных пород к основополагающим учебникам по петрографии Г. Розенбуша и Ф. Циркеля через известные торговые зарубежные фирмы в Бонне (В. Sturtz, F. Krantz), в Гейдельберге и Женеве. В 1919г. курсы слились с университетом и перечисленные коллекции пополнили фонды Геологического Кабинета. Они сохранились и составляют часть уникального фонда Петрографического музея.

В 1920-х годах кафедра геологии разделилась на кафедру исторической геологии и кафедру петрографии и геохимии, которой стал заведовать А.Е. Ферсман. Вскоре он передал заведование Ф.Ю. Левинсону-Лессингу, создавшему кафедру петрографии в 1930 г. Кафедра в 1934 г. получила расположенные на третьем этаже помещения, в котором находится и теперь. Заслуга образования экспозиций музея кафедры петрографии принадлежит выдающемуся ученому-петрографу и педагогу, ученице, продолжателю и хранителю традиций Франца Юльевича – проф. Галине Михайловне Саранчиной. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг поручил ей, тогда ассистенту кафедры, организовать оборудование витрин с геологическими и петрографическими коллекциями в выделенных помещениях. В деле поддержания и развития Петрографического музея Г.М. Саранчиной впоследствии помогал доцент кафедры В.В. Иваников, много сделавший для поддержания музея, совершенствования его систематической коллекции. С 1996г. музеем начала заниматься Л.Г. Порицкая, благодаря усилиям которой проведены реставрационные работы, каталогизация части коллекций, оформлен ряд экспозиций, приведены в надлежащий вид витрины музея [2].

Фонд музея пополнялся на протяжении всей истории кафедры, в том числе под руководством и при большом вкладе академика А.А. Полканова, члена-корреспондента АН СССР Н.А. Елисеева, профессоров В.М. Тимофеева, Г.М. Саранчиной, Н.Г. Судовикова, Н.Ф. Шинкарева, Н.В. Котова, С.И. Григорьева, преподавателей Р.Н. Кочуровой, М.А.Гиляровой, К.М. Кошица, Г.М. Ковнурко, М.Ю. Смирнова, К.В. Захаревича и др., продолжившими и развившими многие научные направления петрографии. Коллекционный фонд музея кафедры петрографии отражает всю интенсивную динамику развития отечественной петрографии-петрологии и продолжает служить основой подготовки квалифицированных специалистов геологической отрасли и развития научной мысли. К настоящему времени, музей кафедры петрографии обладает богатым коллекционным фондом, насчитывающим более 10000 единиц хранения. Фонды музея включают, помимо систематических и учебных, разнообразнейшие тематические, монографические коллекции. Они отражают особенности состава пород по различным регионам, а также широкий спектр научных направлений петрологии.

Однако, учитывая динамичное развитие геологической науки в последние десятилетия, появление новых аналитических методов изучения пород, внедрение компьютерных и информационных технологий, накопленный коллекционный фонд музея остро нуждается в существенной актуализации, т.к. изначально призван и должен выполнять значимую роль в повышении уровня геологического образования и качества научных исследований. Характеристика коллекций должна отвечать современным требованиям, включать данные по составу входящих в нее пород, в частности, по содержанию редких элементов, избирательно - по изотопному датированию и др.

Помимо аналитического аспекта, проблема актуализации музейных коллекций может также решаться путем усиления вклада петромузея в решение прикладных вопросов современной геологии, учитывая создавшееся сложное положение с кадрами в геологической отрасли. Уникальный коллекционный фонд петрографического музея СПбГУ располагает многочисленными коллекциями, которые охватывают широкий спектр типов пород и регионов, и может служить основой создания прикладных коллекций по нескольким направлениям. Одним из них является создание коллекций петротипических комплексов для различных регионов, которые можно использовать при работах по составлению государственных геологических карт нового поколения масштабов 1:200000, 1:100000. Музей также располагает потенциалом для создания тематических коллекций по региональным и типовым метаморфическим, метасоматическим сериям пород, в первую очередь отражающим строение Северо-Запада РФ (Балтийского щита), ведущим типам

рудных и околорудных, в том числе золоторудных метасоматитов; кимберлитам и родственным породам; ассоциациям пород для основных типов геодинамических обстановок. Такие коллекции могут быть полезны как при работе над созданием геологических карт нового поколения, так и при проведении прогнозно-поисковых работ на различные виды полезных ископаемых.

Петрографический музей СПбГУ приглашает к сотрудничеству все геологические организации, ведущие в настоящее время профильные съемочные, а также поисковые работы, и будет признателен всем специалистам, оказавшим содействие в создании прикладных тематических коллекций.

Литература

1. *Иностранцев А.А.* Воспоминания. Вступительная статья и комментарии В.А.Прозоровского и И.Л.Тихонова. СПб, 1998. С.212 2. *Порицкая Л.Г., Кольцов А.Б.* // Труды Государственного Дарвиновского музея. Вып. XII-М.: ГДМ, 2008. С.69-91.

ФЛЮИДОЛИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАОНЕЖЬЯ (КАРЕЛИЯ)

Е.В. Путинцева¹, Е.И. Полякова²

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

² Государственное геологическое унитарное предприятие «СФ «Минерал»», Санкт-Петербург, polyakova@scmin.spb.ru

Флюидолиты выявлены в процессе проведения ГГУП СФ «Минерал» (Санкт-Петербург) работ по ГДП-200 (лист Р-36-ХП) к востоку от пос. Повенец в СВ Заонежья, Восточная Карелия. Площадь расположена в СВ части Онежского перикратонного прогиба. Вмещающими породами являются терригенно-карбонатные, подчиненно-вулканогенные, толщи нижнего протерозоя ятулийского и людиковийского (туломозерская и заонежская свиты соответственно) возраста. Отмечается интенсивное развитие процессов брекчирования и метасоматических изменений вмещающих пород, а именно - окварцевания, хлоритизации, карбонатизации и др. Толщи залегают на гранитоидах древнейшего на Балтийском щите Водлозерского блока, прорваны дайками и небольшими интрузиями основного состава койкарского и заонежского комплексов раннего протерозоя.

Анализ состава протерозойских пород и имеющихся материалов проводился целенаправленно в связи с известными фактами присутствия на площади алмазов в так называемых карстовых полостях [1]. Природа карстовых полостей, как и самих алмазов, до настоящего времени остается дискуссионной.

Флюидогенные породы (флюидолиты) выделены в качестве нового типа эндогенных пород в Петрографическом кодексе России, прил.7 [2]. В Методическом руководстве по составлению и подготовке к изданию листов ГГК-200 они упоминаются как флюидо-эксплозивные образования (ФЭО). Утвержденная классификация этих пород отсутствует. Авторские варианты классификации ФЭО разрабатывались И.А.Кузьминым, И.И.Чайковским и др. Большой вклад в изучение флюидолитов, и в частности их алмазоносности, внесли В.Р.Остроумов, А.Я.Рыбальченко, Л.И.Лукьянова, К.Э.Якобсон, А.П.Казак, В.Ф.Проскурнин и др. [3,4]. В целом же, всеми авторами отмечается недостаточный уровень изученности флюидолитов.

Ведущая роль в формировании обсуждаемых пород принадлежит декомпрессионным флюидоэксплозиям. Последние приводят к разнообразным эффектам: к импрегнации флюидного вещества во вмещающую среду, часто послойному; к сбросу отдельных ингредиентов, в том числе рудных; к фиксации вещества флюида в новом пространстве и, в конечном счете, к образованию пород и геологических тел со специфическими признаками.

Особенности этих пород обусловлены также способностью флюидных потоков переносить во взвешенном состоянии вещество глубинного происхождения, что во многих случаях приводит к образованию различных видов полезных ископаемых [2].

Отнесение изученных пород к ФЭО проведено на основании соответствующих их происхождению выявленных признаков. Прежде всего, это касается соотношений обсуждаемых образований с вмещающей средой, зафиксированных на микроуровне. Установлен секущий первичную слоистость и сланцеватость характер контактов образований, в которых обнаружены вещественные признаки обсуждаемых пород. При просмотре шлифов вещество выполнения трещин ранее расценивалось как продукт рядового метасоматического изменения пород.

Установлены следующие вещественные признаки ФЭО.

1. Тектурно-структурные - сочетание угловатых и округлых обломков на тектурном уровне; присутствие, как правило, неоднородной полосчатой, пятнистой или пятнисто-полосчатой текстуры пород при брекчиевом облике; крайне неоднородная структура пород, присутствие образований сложного строения, которое объясняют прерывистостью процесса формирования ФЭО, его «многоимпульсностью». К этой категории отнесены включения со структурой вихревого «рулета», возникающие при вращении с захватом, «накручиванием на себя» фрагментов вмещающей массы, а также зональные микробразования – кристаллы, сферолиты; присутствие минеральных зерен различной формы – оскольчатой, округло-овальной идиоморфно-кристаллической. Минеральные зерна часто демонстрируют деформационные элементы и результаты галтовки (округлую или овально-леденцовую форму части минеральных зерен и обломков), дезинтегрированность, дробление изнутри (для ФЭО присутствие этих элементов структур объясняется взрывом пленочных флюидов вследствие снятия избыточного внутреннего напряжения); различные преобразования минералов: трещиноватость, развитие флексуобразных пластичных изгибов в слоистых силикатах и смещение отдельных частей минералов, изменение их оптических свойств – понижение двупреломления и показателя преломления, исчезновение плеохроизма и окраски; неоднородность связующей массы образований выполнения трещин. Структуры этой массы, часто насыщенной кварцево-слюдисто-хлоритовым или смешанным с глинистым веществом агрегатом, варьируют от пелитовой или алевритовой с участками чешуйчатой к микролитовой; текстура массы выполнения часто атакситовая, такситовая или флюидалная. Часто отмечается высокая пористость пород, присутствие пустоток выщелачивания – «микрокарста», резорбционные и реакционные взаимоотношения минералов со связующей массой.

2. Специфика минерального состава - присутствие минеральных зерен различного генезиса, их неравновесное сочетание; газонасыщенность минералов, что видно при микроанализе химических составов фаз, а также вмещающей их среды, в частности, на это указывает присутствие свободного углерода, галоидов (сильвина, галита) в агрегате трещин. Показательным для данного тезиса является дефицит суммы компонентов в составе многих фаз, кроме того, содержание хлора в интерметаллидах достигает 4.3%, в агрегате выполнения трещин - до 3%.

Одним из самых значимых признаков является присутствие в изученных породах минеральных фаз, входящих в состав глубинных пород (кимберлитов, лампроитов и родственных им вариантов): метаоливина (Cr_2O_3 до 3.3%), в том числе псевдоморфоз по нему Cr-иддингсита, хромшпинелидов (Cr_2O_3 до 36%, NiO до 9.3%), Mg-содержащего альмандина, Mn-ильменита с присутствием в составе гейкилитового минала. Ильменит часто встречается в сростках с рутилом или содержит его в виде включений; присутствие высокомагнезильного флогопита со следами хрома в составе, а также прочих Cr-содержащих фаз - магнетита (наряду с Ni, Co в составе), интерметаллидов, в частности,

хромовых сферолитов. В самом агрегате выполнения трещин содержание Cr составляет до 0.8%; присутствие углеродсодержащего вещества (УСВ), различных интерметаллидов, силицидов, ванадатов, Ba , Mn -содержащих, редкометалльных, редкоземельных, радиоактивных фаз (Ba -содержащего КППШ, барита, Pb -голландита, Hf , Ce , Y -содержащего циркона, ферроторита, тёрнебомита, ванадатов Th , Ce , La , церионита, монацита, флоренсита; As , Sr -содержащего апатита и др.). Часто встречающимися минералами в изученных образованиях выполнения трещин являются флогопит, биотит, калишпат, щелочные амфиболы, кальцит и др. Они обычно в различной степени замещены гидрослюдами, кварцем, карбонатом, хлоритом, сульфатами (ярозитом), окислами и гидроокислами железа. В изученных поородах постоянно отмечаются следы процессов карбонатизации, окварцевания, хлоритизации, оталькования и сопровождающей их минерализации (сульфидов, сульфатов, фосфатов, редкоземельных фосфатов и карбонатов и др.).

3. Специфика геохимического состава.

К особенностям изученных пород, подвергшихся воздействию ФЭ процессов, в первую очередь следует отнести повышенное содержание и сложное сочетание редких элементов, редких земель, что уже само по себе может служить их диагностическим признаком. Специфика состава ярко подтверждается приближенной к щелочному ультраосновному ряду минералогией выше перечисленных аутигенных фаз.

Обращают на себя внимание элементы сходства по этим параметрам изученных пород с кимберлитами Золотицкого поля при близких соотношениях K_2O и TiO_2 , а так же Zr и Nb . Наиболее проработанные из изученных разновидностей пород приближаются к ним по величине отношений Zr/Y и Ti/Y . Отношение K/Rb варьирует в широких пределах (180.8-565, ср.303.1). По содержанию калия заонежские породы более чем на порядок отличаются от кимберлитов Кимозера (Карелия), характеризующихся крайне низким значением этого параметра. Аналогичная картина наблюдается и для других крупных литофильных элементов – бария и рубидия, низкое содержание которых демонстрируют также кимберлиты Архангельского региона. Соотношение Ta/Nb (0,06-0.1) близко к соответствующему модулю кимберлитов Зимнебережного района и Кимозера. Отношение Th/U составляет 0.3-8 и сопоставимо таковому для кимберлитов Кимозера. Кимберлиты же Зимнебережного района характеризуются более низким содержанием урана. В целом по совокупному накоплению редкоземельных элементов (ср.98г/т), изученные породы близки к зимнебережным (ср.66.9г/т), однако характеризуются их менее дифференцированным распределением. Отношение La/Yb варьирует в пределах 3.4-70, для кимберлитов Золотицкого поля: 18.2-179.5 (ср.70.3). По содержанию хрома и никеля описываемые породы уступают кимберлитам Зимнебережного района и Кимозера. Все изученные разновидности, как правило, демонстрируют неярко выраженную Eu аномалию. Для туломозерских пород отношение Eu/Eu^* колеблется в пределах 0.57-0.81 (ср.0.76), причем, максимальным значением характеризуются разновидности с наиболее проявленными признаками наложенных процессов, для заонежских – 0.66-0.97 (ср.0.8).

Охарактеризованные элементы сходства минерального и петрогеохимического состава изученных пород позволяет предполагать наличие их генетической связи с глубинными магматическими источниками щелочного ультраосновного состава, включая алмазоносные.

Таким образом, в СВ части Онежской структуры впервые диагностированы и предварительно охарактеризованы флюидогенные образования. Выявленные породы заслуживают пристального внимания и дальнейшего изучения. Их последующее изучение может привести к новому пониманию и решению многих вопросов прогнозно-поисковой геологии района.

Литература

1. Минерально-сырьевая база Республики Карелия./ Михайлов В.П., Леонтьев А.Г. и др. Книга 1, 2. Петрозаводск: «Карелия», 2005. 2. Петрографический Кодекс. Издание второе. Санкт-Петербург. 2008. 3. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. Выпуск 5. Москва, ГЕОКАРТ, ГЕОС, Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2011. 4. Якобсон К.Э. и др. Атлас текстур и структур флюидно-эксплозивных пород. 2011

**СИСТЕМАТИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД ПАЛЕОЗОЙСКИХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ**

В.В. Пуха

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, puha.vyacheslav@mail.ru)

Химические составы эффузивных пород не подвержены влиянию кумулятивного процесса и поэтому имеют большое значение при оценке составов существовавших магм и расшифровки их эволюции. В данной работе представлены результаты систематики на основе комплексной классификации [1], и результаты физико-химического анализа с учётом экспериментальных данных последних десятилетий для пород вулканических комплексов КЩП (Кольская щелочная провинция). Вулканические комплексы КЩП пространственно связаны с останцами реликтового палеозойского чехла, сохранившимися в своеобразных геологических ловушках. Они представлены ксенолитами в апакальных частях Хибинского и Ловозёрского массивов, входят в состав опущенного блока Контозёрской палеокальдеры, известны в пределах тектонически опущенных участков Ивановской губы.

Магматические минеральные ассоциации могут быть не в полной мере проявлены в породах вулканических и субвулканических фаций из-за неравновесности протекания термодинамических процессов, например, породы могут содержать нераскристаллизованную фазу, или же «запрещённую» минеральную фазу. Кроме того, магматические минеральные ассоциации часто преобразованы поздне- и постмагматическими процессами. Трудность систематики таких пород подчёркивается всеми петрографами, что связано с их внешним сходством, плохой раскристаллизованностью и изменённостью [2, 3]. Как показывает опыт, на практике ни количественно-минералогические критерии, ни диаграмма TAS, рекомендованные Петрографическим Комитетом, не справляются со своей задачей особенно при работе с сильно недосыщенными кремнезёмом породами вулканических и субвулканических фаций. Выход из создавшегося положения можно найти, если рассматривать горную породу, как продукт фазовых превращений в определенной химической системе при заданных термодинамических условиях. Зависимость минерального парагенезиса от физико-химических условий является строго однозначной, если система минеральных фаз находится в равновесии [4]. На этом принципе основываются так называемые системы нормативных пересчётов, которые позволяют разрешить проблему классификации всех типов магматических пород.

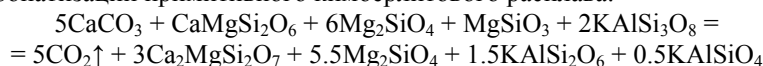
Автор использовал комплексную классификацию [1]. Она построена на физико-химических законах с опорой на экспериментальные данные. Как известно, оксидные системы образуют промежуточные соединения – нормативные минералы (миналы), которыми (при заданных термодинамических параметрах) делятся на подсистемы со строго определёнными фазовыми ассоциациями. Эти особенности «минальных» подсистем были использованы американскими учёными при разработке алгоритма пересчёта CIPW. Система нормативных пересчётов CIPWD [1] обладает усовершенствованным алгоритмом и использует десять новых миналов.

Проведённая систематика показала чрезвычайное разнообразие вулканитов КЩП и позволила установить значительные расхождения между различными группами петрографов в отношении названий пород, обладающих идентичными нормативными минальными ассоциациями. С другой стороны, систематика показала, что часто одним и тем же петрографическим названиям соответствуют совершенно разные породы с различными нормативными минальными ассоциациями.

По таксону «семейство», выделяемому в комплексной классификации [1] по ассоциациям нормативных миналов, разнообразие пород различных вулканических комплексов выглядит следующим образом (в скобках приведено число анализов пород, взятых из различных литературных источников): Ивановский комплекс – 5 семейств (9), Ловозёрский комплекс – 9 семейств (33), Контозёрский комплекс – 13 семейств (59). Все проанализированные породы попали в Fe-Mg отряд, т. е. для них не характерны парагенезисы с волластонитом и ларнитом. Анализ результатов систематики вулканитов Контозёрского комплекса показал, что их большее разнообразие обусловлено наложенным метасоматозом, проявленным в зонах развития цеолит-анкеритовых метасоматитов. Это привело к появлению в нормативном составе таких пород минала *тс* (магнезит), что отразилось на специфике минальных ассоциаций. Тем не менее, данное замечание относится к небольшой группе пород и не может служить объяснением наблюдаемого разнообразия вулканитов Контозера, представленного преимущественно оливин- и нефелин-нормативными семействами, и менее распространёнными кварц-, акерманит- и калиофилитнормативными семействами с вариацией по щёлочности от нормальных до щелочных (например, ультраагпаитовые эвдиалитсодержащие фонолиты). Систематика также показала отсутствие какой-либо закономерности в распределении пород различных семейств от пространственного положения в разрезе контозёрской серии. Наблюдается «игнорирование» температурных барьеров породами по разрезу Контозёрского вулканического комплекса. Отсюда следует заключение об отсутствии растянутых во времени генетически связанных кристаллизационной дифференциацией в субвулканической магматической камере магматических серий, что согласуется с выводом Л.А. Кириченко [5]. Эффузивы Ловозёрского комплекса показали не меньшее разнообразие минальных ассоциаций, представленных преимущественно оливин- и нефелиннормативными, и в меньшей мере кварц-, лейцит-, геленит- и акерманитнормативными семействами нормальной щёлочности и щелочного ряда. Эффузивы Ивановского комплекса показали принадлежность только кварц- и нефелиннормативным семействам рядов нормальной и низкой щёлочности.

Ранее Л.Н. Когарко и А.И. Поляков (1967) [6] высказали предположение, что породы палеозойского магматического комплекса Кольского региона, включающего как интрузивные, так и эффузивные фации, связаны с единым магматическим очагом, и сформировались в результате его закономерной эволюции, а все палеозойские эффузивы они отнесли к щёлочно-базальтовой формации. Наши предварительные исследования позволяют сделать заключение о значительно большем разнообразии эффузивных пород, в некоторых случаях, вероятно, генетически никак не связанных даже в пределах одного вулcano-плутонического комплекса. Так, наиболее характерные Ловозёрские эффузивы по номенклатуре [1] представлены следующими породными ассоциациями: а) нефелиннормативные породы: фойдитные пикриты, нефелиновые базаниты и трахибазаниты, лейкократовые фонолитовые тефриты и тефритовые фонолиты; б) оливиннормативные породы: кимберлиты (пикриты с высоким содержанием нормативного ортоклаза), оливиновые базальты, трахиты; в) кварцнормативные породы: базальты, латиты, андезиты.

В качестве одного из альтернативных объяснений существующего разнообразия вулканитов КЩП была привлечена гипотеза генерации карбонатно-алюмосиликатных магм [7]. Эта модель предполагает выплавление из перидотитового мантийного субстрата, в различной степени изменённого щелочно-карбонатным метасоматозом, различных карбонатно-алюмосиликатных магм в соответствии с уровнем глубинности. Составы этих первичных магм, как правило, остаются в той же нормативно-минальной системе, что и исходные мантийные перидотиты. При перемещении этих магм к поверхности в результате декомпрессии может произойти диссоциация карбонатной составляющей, либо ликвация на карбонатный и алюмосиликатный расплавы. В зависимости от свойств расплава и P-T параметров, происходит в различной степени потеря CO₂. На оставшиеся после удаления CO₂ кальций, системе приходится тратить кремнезём, что приводит к появлению в ней менее насыщенных SiO₂ миналов. Суть модели можно показать на принципиальной реакции декарбонатизации примитивного кимберлитового расплава:



Интересной особенностью всех вулканических комплексов КЩП является присутствие фонолитов – крайне дифференцированных членов сильно недосыщенных кремнезёмом расплавов, являющихся показателем либо проявленного анатектического плавления нефелиннормативных субстратов, либо наличия на глубине сингенетичных плутонов-фаз фельдшпатоидных сиенитов. В настоящее время происхождение таких пород, как «фонолиты», «жератофиры», «ромбен-порфиры» в Ловозёрском массиве остаётся дискуссионным, например авторы [8] относят их к самостоятельной интрузивной фазе «метаморфизованных щелочных пород». Принимая во внимание достаточно широкое распространение таких пород, нам представляется неверной схема выделения всего четырёх эруптивных фаз в Ловозёрском массиве, предлагаемая в [9]. Исследования авторов [10] на основе данных о распределении редких и малых элементов показали отсутствие общности генезиса наблюдаемых интрузивных пород Ловозёрского массива и залегающих в его кровле эффузивов и пришли к мнению об отсутствии единой для них родоначальной магмы. Даже если указанные породы и являются эффузивными, они, по-видимому, должны быть дифференциатами синхронной с ними самостоятельной интрузивной фазы.

Литература

1. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2002. – 234 с.
2. Бородин Л.С., Латин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976.
3. Булах А.Г., Иваников В.В. Проблемы петрологии и минералогии карбонатитов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1984. 224 с.
4. Жариков В.А. Основы физической геохимии. М.: Изд-во МГУ, 2005. 654 с.
5. Кириченко Л.А. Контозёрская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. 1970. Недр. - 112 с.
6. Когарко Л.Н., Поляков А.И. // Геохимия, №2, стр.131-143, 1967.
7. Дубровский М.И. // Записки ВМО. Ч. СXXXIII, №6. С. 8-29. 2004.
8. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
9. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозёрского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 396 с.
10. Бородин Л.С., Гладких В.С., Егорова Н.Ф. К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозёрского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса. Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука. С. 25-48. 1973.

U-Pb ДАТИРОВКИ ЦИРКОНОВ ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД: ВРЕМЯ ИХ МАГМАТИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИЛИ ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА*Ю.Д. Пушкарев*

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ydcanon@rambler.ru)

В последнее время наметилась тенденция к упрощенной интерпретации U-Pb возрастов цирконов, выделенных из мантийных магматических пород основного и ультраосновного состава. Нередко эти датировки рассматриваются в качестве возраста непосредственно тех пород, из которых они были извлечены. Соответственно появляются разнообразные модели, согласно которым, к примеру, гипербазитовому ядру в фанерозойских концентрически зональных массивах приписывается докембрийский возраст. Такая примитивно-прямолинейная трактовка представляет собой недопустимую перегрузку геохронометрического материала информацией, которой он в действительности не обладает. Суть же корректной интерпретации состоит в том, что **возраст циркона в любой породе отражает возраст только самого циркона**. Для обоснования его соответствия возрасту вмещающей этот циркон породы нужны независимые аргументы, позволяющие доказать когенетичность циркона и вмещающих его пород.

Очевидна некорректность принятия докембрийского U-Pb возраста цирконов за время формирования тех песчаников, в которых они находятся. Точно также уже давно ни у кого не вызывает удивления присутствие докембрийских цирконов в фанерозойских гранитах. Как известно такой феномен может иметь две причины: (1) контаминацию расплавов цирконами докембрийских пород, через которые происходило их внедрение и (2) сохранность реликтовых цирконов того докембрийского протолита, который послужил источником расплава. Аналогичная ситуация возможна и в породах ультраосновного состава.

Нечто подобное наблюдается при датировании Re-Os методом самородных элементов платиновой группы (ЭПГ) сопряженных с ультраосновными породами фанерозойских зональных массивов, когда в их гипербазитовой части наряду с фанерозойскими минералами выявляются протерозойские и даже архейские разновидности [1]. Изложенное означает, что и цирконы и минералы ЭПГ в мантийных магматических производных нередко представляют собой твердофазные реликты того субстрата (протолита), который служил источником вещества для соответствующих расплавов, и отражают возраст процессов, испытанных этим субстратом до плавления. Причем сохранность древнейших цирконов и минералов ЭПГ в молодых магматических породах мантийного происхождения отражает какую-то ценную информацию, суть которой остается пока до конца не раскрытой.

В соответствии с основополагающей работой М. Снирингера с соавторами [2] известно, что диффузионное обнуление показаний минералов-геохронометров при температурах близких к температурам плавления силикатных пород должно происходить менее чем за первые десятки тысяч лет. Таким образом, сохранность возрастов циркона и самородных минералов ЭПГ в мантийных протолитах отражает какие-то условия, предшествовавшие их плавлению на протяжении

длительного промежутка времени. Скорее всего, это свидетельство долговременного пребывания мантийного протолита при пониженных температурах и/или повышенных давлениях.

Литература

1. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И. // Материалы V Российской конф. по изотопной геохронологии, М., 2012. 2. Sneeringer M., Hart S.R., Shimizu N. // Geochim. Cosmochim. Acta 1984. Vol.48.№8. P.1589-1608.

ТВЕРДОЕ ЯДРО ЗЕМЛИ КАК ПРОТОПЛАНЕТНЫЙ ЗАРОДЫШ И НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Ю.Д. Пушкарев¹, С.В. Старченко²

- ¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ydcanon@rambler.ru; ² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им.Н.В.Пушкова РАН, Троицк)

Введение. Уже почти 50 лет после публикации С.И.Брагинского [2] общепринято, что геомагнитное поле определяется композиционной конвекцией в жидком ядре, которая обусловлена гравитационным разделением продуктов его кристаллизации. При этом известно, что мощность тепловой конвекции, потенциально способной поддерживать геодинамо, составляет менее 10% от разности между общим тепловым потоком из ядра Земли (3-15 ТВт) и его адиабатическим тепловым потоком (~6 ТВт) [1]. Отсюда максимальная поддержка геодинамо тепловой конвекцией не превышает 0.9 ТВт, а при тепловом потоке меньше адиабатического этот вид конвекции и вовсе невозможен. В отличие от тепловой, более эффективная композиционная конвекция всегда генерирует геодинамо.

Однако с появлением банка надежных палеомагнитных данных [3] выявляется геомагнитный парадокс. Его суть состоит в том, что геомагнитное поле, сравнимое по напряженности с современным, проявляется, начиная с 3.4 млрд лет, т.е. задолго до начала того процесса кристаллизации жидкого ядра (не древнее 2.5 млрд лет [4]), который якобы обуславливает действие геодинамо. Таким образом, если для генерации древнейшего геомагнитного поля, действительно требуется композиционная конвекция, то она должна иметь какую-то иную природу. Именно этот геомагнитный парадокс и послужил основанием для разработки излагаемой ниже гипотезы.

1.Предпосылки новых представлений о природе магнитного геодинамо. В современной геодинамике мантийных процессов существует ряд эффектов, которые могут иметь прямое отношение к расшифровке природы геодинамо. Прежде всего, к ним относится плюм-тектоника, которая с большой вероятностью отражает энергетическую активность ядра и, следовательно, должна как-то отражаться в особенностях проявления геомагнитного поля.

С развитием плюм-тектоники было предложено несколько моделей плюмообразования. Их объединяет то, что все они основаны на феномене всплывания менее плотного мантийного вещества в более плотном, притом, что появление этого вещества чаще всего связывают с границей «ядро-мантия». Предполагается, что наиболее вероятная причина снижения плотности всплывающего вещества определяется его перегревом в подошве нижней мантии. Такой перегрев нередко объясняют тем, что в ядре есть какой-то источник энергии. Гипотезы относительно его природы весьма различны, однако в рамках обсуждаемой проблемы важно то, что перегрев мантийного вещества на границе с ядром за счет теплового потока из ядра, исключает кристаллизацию жидкой фазы. Это невозможно потому, что подобный перегрев требует накопительного выделения тепла без его немедленного удаления, при котором невозможен отвод скрытой теплоты, поскольку она не может выделяться авансом.

Кроме того за последнее десятилетие появились новая информация, указывающая на изотопные характеристики источника энергетической активности ядра. Таковой является изотопный ксеноновый парадокс [5]. Его суть состоит в том, что в мантийных магматических породах, предположительно связываемых с плюмами, распознается компонент первичных благородных газов в сочетании с

изотопом ^{129}Xe . Отсюда следует, что при формировании плюмов принимает участие какое-то вещество, которое стало геохимически замкнутым до распада короткоживущего изотопа ^{129}I , т.е. около 4.5 млрд. лет назад. В то же время в этом газовом компоненте мантийных производных практически полностью отсутствует изотоп ^{136}Xe , возникающий при распаде существенно более долгоживущего ^{244}Pu . Для его удаления требуется геохимическая открытость системы как минимум до 500 млн лет после начала аккреции. Это противоречие объясняется смешением газовых компонентов двух различных источников вещества, один из которых представлен главным мантийным резервуаром, который был интенсивно дегазирован в ходе планетарной эволюции, а другой каким-то скрытым резервуаром, который сохраняет геохимическую замкнутость в течение 4.5 млрд лет, являясь поставщиком первичных благородных газов и изотопа ^{129}Xe . Мы предполагаем, что таким вторым источником служит твердое ядро [6].

2. Гипотеза эродированного протоядра и ее следствия. Вся совокупность перечисленных фактов может быть объяснена и логически согласована, если предположить, что твердое ядро Земли не кристаллизовалось из жидкого, а представляет собой остаток того древнейшего зародыша, на котором началась гетерогенная аккреция. Такое протоядро состояло из смеси металлического железа и никеля с силикатным хондритовым компонентом. Доля этого силикатного компонента от центра планеты, где на него приходилось около 5%, к периферии возрастала, достигая хондритового соотношения, и далее продолжало увеличиваться вплоть до поверхности (рис. 1а).

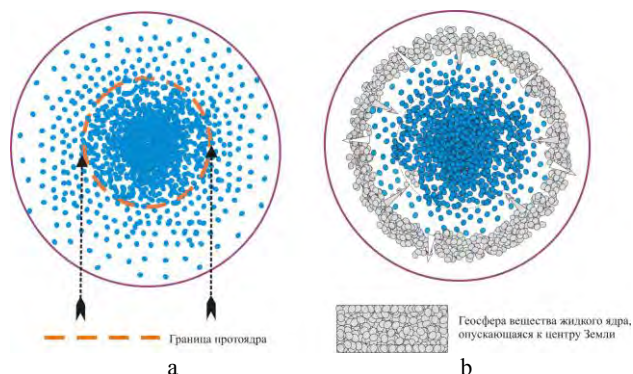


Рис. 1. Исходное состояние системы мантия-протоядро (а) и начальный этап ее эволюции (б).

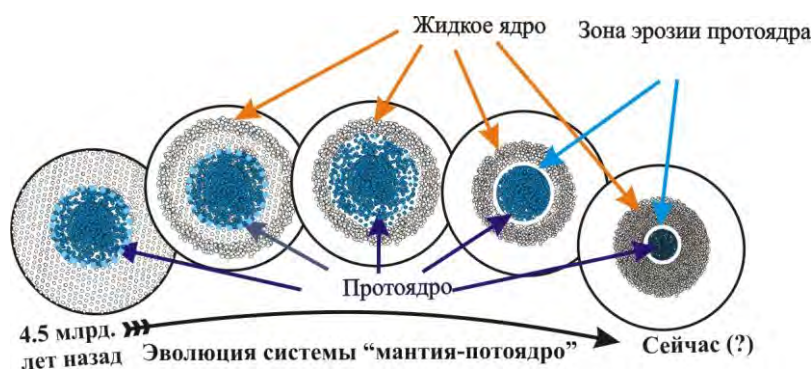


Рис. 2. Эволюция системы «мантия-протоядро». Пояснение в тексте

Эволюция системы «мантия-протоядро» представляется в следующем виде (рис.2). Вскоре после завершения аккреции или к концу ее во внешней части планеты образуется геофера

жидкого ядра, которая начинает погружаться, разрастаясь за счет плавления новых порций железоникелевого сплава. Однако по мере погружения геосферы жидкого ядра растет давление, а с ним растет и температура плавления этого сплава.

В итоге простое плавление прекращается, сменяясь существенно более медленным процессом эрозии поверхности протоядра за счет ее взаимодействия с ядром жидким. Подобное взаимодействие происходит потому, что в соответствии с гетерогенной аккрецией во внешней части планеты, а, следовательно, и в формирующемся в ней жидком ядре, сконцентрированы такие компоненты как S и/или FeO. Соединяясь с железоникелевым сплавом, они способны существенно понизить температуру его плавления. При этом взаимодействии высвобождается присутствующий в протоядре силикатный хондритовый компонент. Будучи почти в два раза менее плотным по сравнению с жидким металлом, он всплывает, продуцируя композиционную конвекцию, которая начинается вскоре после завершения аккреции и быстрого формирования геосферы жидкого ядра (рис. 3).



Рис. 3. Дифференциация вещества в системе «мантия-жидкое ядро-протоядро». Освобождающийся в ходе эрозии протоядра силикатный компонент всплывает и продуцирует композиционную конвекцию, которая обуславливает формирование геомагнитного поля.

3. Энергетика эродируемого протоядра. Плотностная дифференциация вещества в системе «жидкое ядро - протоядро» сопровождается выделением гравитационной энергии, которая трансформируется в тепловую. Мы оценили эту гравитационную энергию в соответствии с моделью схематически изображенной на рис. 4. Все условные обозначения здесь стандартны, а величины соответствующих фиксированных и средних физических параметров постоянны [7]. Выделяемая энергия представляет собой разницу между гравитационной энергией до и после эрозии (см. рис. 3а), которая рассчитывается как разница между хорошо известными сферически симметричными гравитационными потенциалами:

$$E = G \int_0^{r_0 + \Delta r_0} \frac{M_a(r)\rho_a(r) - M_b(r)\rho_b(r)}{r} 4\pi r^2 dr \dots \dots \dots (1)$$

Где G - гравитационная постоянная Ньютона, нижний индекс использован для значений до (а) и после (б) эрозии, M - общая масса внутри сферы с радиусом r , а ρ - локальная плотность. Главная сложность состояла в том, чтобы недвусмысленно оценить M и ρ . Для преодоления этой трудности мы использовали все возможные законы сохранения массы, данные PREM [8] и фиксированное для каждого расчета X , которое представляет собой среднюю концентрацию легкой примеси в эродированной части протоядра. Эта эродированная часть показана на рис.4а сферической оболочкой имеющей мощность Δr_i . В результате модельных расчетов мы получили общее решение для энергии

E из равенства (1), которая зависит только от X и Δr_i . Это решение иллюстрируется рис. 4б.

В частности модельные расчеты показывают, что мощность выделяющейся энергии в среднем составляет 20 ТВт в течение 4 млрд. лет при $X=0.5$ и $\Delta r_i = 2000$ км. Этого достаточно для перегрева подошвы нижней мантии и формирования плюм-потоков разуплотненного вещества на протяжении почти всей геологической истории. Причем в зависимости от распределения в протоядре железоникелевого и силикатного компонентов в энергетическом режиме системы в целом возможна кульминационная стадия в архее.

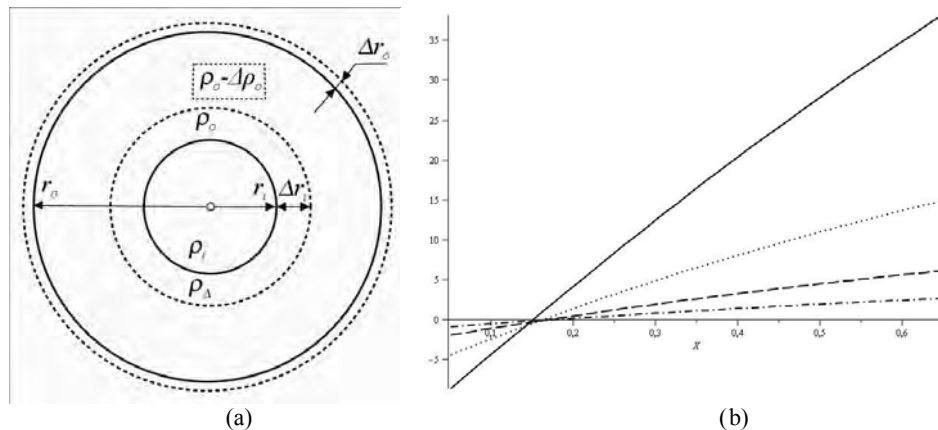


Рис. 4. Модель эволюции протоядра для расчета выделяющейся гравитационной энергии. Пунктирные окружности соответствуют границам протоядра и жидкого ядра до начала эрозии протоядра, в то время как сплошные окружности соответствуют тем же самым границам после эрозии. Здесь: r – радиус сферы, ρ – локальная плотность внутри нее, Δ – разница в величине параметра, нижние индексы «o» и «i» использованы для значений этого параметра до и после эрозии соответственно.

(а) Оценка гравитационной энергии (E) которая выделялась во время эрозии протоядра. По оси ординат - E в 10^{29} Дж. По оси абсцисс - X – средняя доля легкого компонента в эродируемой части протоядра. Линии на диаграмме (снизу вверх) соответствуют оболочкам эродированного протоядра мощностью 250, 500, 1000 и 2000 км.

4. Проблема длительности дезинтеграции протоядра. Важным компонентом предлагаемой гипотезы могла бы стать оценка длительности дезинтеграции протоядра. Однако в настоящее время такая оценка невозможна из-за слишком большой неопределенности исходных условий. К таковым относятся неизвестный характер распределения в протоядре силикатного хондритового компонента, неизвестная концентрация серы в жидком ядре, неизвестный механизм подачи серы к границе раздела жидкое «ядро-протоядро». Одно ясно, что таким механизмом не может быть простая диффузия серы в жидком ядре, поскольку коэффициент диффузии недостаточно велик и в этом случае на дезинтеграцию протоядра потребовались бы многие десятки млрд лет. С другой стороны погружение жидкого ядра могло бы быть столь стремительным, что выделяющаяся гравитационная энергия приводила к перегреву жидкого ядра и практически мгновенному расплавлению протоядра. Тем не менее, судя по тому, что согласно предлагаемой гипотезе протоядро все же сохранилось, реальная скорость его разрушения и ассимиляции ядром жидким была такой, что этот процесс растянулся практически на все 4.5 млрд лет. Возможно, когда-нибудь появится дополнительная информация, которая позволит количественно оценить длительность этого процесса. В частности источником такой информации могут стать результаты изучения эволюции интенсивности магнитного поля на протяжении всей геологической истории, основанные на корректной привязке к шкале абсолютного летоисчисления тех палеомагнитных эффектов, которые должны быть сопряжены с термохронологическими определениями прохождения температуры точки Кюри.

5. Перспективы проверки гипотезы эродированного протоядра. Существует несколько вариантов проверки развиваемой гипотезы. При ее справедливости из ядра в мантию с силикатным хондритовым компонентом вместе с первичными благородными газами должен приноситься свинец

аналогичный по изотопному составу хондритовому. Его главной особенностью являются примитивные, отношения изотопов $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, поскольку в отличие от земного вещества отношение урана к свинцу в хондритах в 10 раз ниже. Таким образом, открывается вариант проверки гипотезы протоядра, в основе которого должны лежать поиски в мантийных магматических производных свинца с изотопным составом, сдвинутым в направлении хондритового компонента. Предварительные результаты таких поисков свидетельствуют о том, что в мантийных производных с возрастом около 1.7 млрд. лет заметна примесь такого свинца в количестве около 2.5-3%. По мере уменьшения возраста она последовательно снижается почти до полного исчезновения в современных мантийных вулканах.

Основой еще одного варианта проверки гипотезы эродируемого протоядра может стать накопление палеомагнитных данных, свидетельствующих о повышенной доле в раннем докембрии (по сравнению с фанерозоем) продолжительных периодов с неизменной геомагнитной полярностью (суперхрон). Если подтвердится предположение о том, что такой феномен связан со стабилизирующей ролью твердого ядра в обращении геомагнитной полярности [9], то оно станет прямым свидетельством существования твердого ядра в архее. В сочетании с результатами оценки начала кристаллизации жидкого ядра [4] это еще раз подтвердит несостоятельность существующих представлений о природе геодинамо.

Как уже отмечалось выше в зависимости от распределения в протоядре железоникелевого и силикатного компонентов в энергетическом режиме эволюции системы «жидкое ядро-протоядро» возможна кульминационная стадия в архее. Отсюда появляется основа для выявления архейской кульминации в напряженности геомагнитного поля и, стало быть, для реализации еще одного из вариантов проверки предсказавшей его модели протоядра.

Наконец, практически прямым подтверждением развиваемых представлений могут стать появившиеся относительно недавно признаки современного плавления твердого ядра [10]. Если в дальнейшем эта информация обретет надежную основу она может стать решающим аргументом в пользу состоятельности концепции эродируемого протоядра.

Заключение

Концепция эродируемого протоядра позволяет объяснить:

- Парадокс геомагнитного поля, которое возникло задолго до начала якобы обуславливающей его кристаллизации жидкого ядра и связываемой с нею композиционной конвекции;
- Изотопный ксеноновый парадокс;
- Природу перегрева мантии на границе с ядром и формирование плюмов;
- Эта концепция позволяет вернуться к гипотезе гетерогенной аккреции, поскольку решает главную проблему, лежащую в основе ее отбраковки - формирование жидкого ядра при начальном размещении значительной доли компонента металлического железа в центре планеты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 09-05-00979-а.

Литература

1. Thorne L., Hernlund J., Buffett B.A. (2008) Core-mantle boundary heat flow. *Nature Geoscience* 1, 25–32.
2. Брагинский С.И. (1962) // ДАН, 149, № 6, 1311.
3. Sherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P. et al. (2008) // *Geophys. J. Int.*, 175, 433–448.
4. Labrosse S., Poirier J.P., Mouel J.L. (2001) The age of the inner core, *Earth and Planet. Sci. Let.* 190, 111–123.
5. Tolstikhin I., Hofmann A.W. (2005) // *Earth Planet. Intern.*, 148, 109–130.
6. Pushkarev Y.D., Starchenko S.V. (2010) // *Cosmochim. Acta*, 74 (12), A835.
7. Starchenko S.V., Kotelnikova M.S. (2002) // *Journal of Experimental and Theoretical Physics*. 94 (3), 459–469.
8. Dziewonski A.M., Anderson D.L. (1981). *Earth Planet. Inter.* 25, 297–356.
9. Hollerbach R., Jones C.A. (1995) *Phys. Earth Planet. Inter.*, 87, 171–181.
10. Gubbins D., Sreenivasan B., Mound J., Rost S. (2011) // *Nature*. 473, 361–363.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, pystin@geo.komisc.ru)

Геофизические данные свидетельствуют о продолжении структур фундамента Восточно-Европейской платформы под Уралом, по крайней мере, до Главного Уральского глубинного разлома. Это обстоятельство дает основание для интерпретации полиметаморфических комплексов палеоконтинентальной зоны Урала (расположенных к западу от разлома), сложенных преимущественно нижнедокембрийскими образованиями, как тектонически перемещенных фрагментов кристаллического основания. Если эта концепция верна, то в истории метаморфизма пород полиметаморфических комплексов должны быть зафиксированы предуральские события, связанные со становлением приуральской части платформенного основания. За пределами Урала на рассматриваемой территории также известен полиметаморфический комплекс, сложенный нижнедокембрийскими породами (микулкинский), выделенный на полуострове Канин [1].

Для корреляции метаморфических событий в разрозненных полиметаморфических комплексах мы использовали данные изотопно-геохронологических исследований цирконов. Были изучены цирконы из метаморфических пород александровского комплекса Южного Урала, нятинского комплекса Приполярного Урала, харбейского и париквасьшорского комплексов Полярного Урала и микулкинского комплекса полуострова Канин.

По результатам наших предыдущих исследований и дополнительного изучения проб из пород перечисленных выше метаморфических комплексов установлено, что цирконы представлены аллотигенными и аутигенными образованиями.

К аллотигенным уверенно относятся только окатанные (терригенные) цирконы (тип I). Они отличаются округлой или эллипсоидной формой имеют шероховатую поверхность со следами сколов и трещинками, что указывает на механическую природу округлости.

Среди аутигенных (метаморфогенных) цирконов, выделяется три основные морфологические разновидности (три морфотипа).

Одна из разновидностей метаморфогенных цирконов представлена округлыми кристаллами (тип II). Минерал имеет многочисленные мелкие грани, хорошо различимые при увеличении в 200–300 раз. Такие цирконы чаще всего встречаются в породах гранулитовой фации и выделены А. А. Краснобаевым [2] в «гранулитовый» тип. В некоторых зарубежных публикациях они описаны как цирконы типа «футбольного мяча» [3].

Другая разновидность метаморфогенных цирконов (тип III) сложена поликристаллами сложной формы. Причина возникновения таких форм цирконов, известных как цирконы типа «цветной капусты», возможно, заключается в отсутствии силикатного расплава и дефицита флюидов [4]. Они чаще всего встречаются в тех комплексах, где условия метаморфизма не превышали низких ступеней амфиболитовой фации и практически не сопровождалась процессами мигматизации и гранитообразования. Подобные цирконы характерны также для метаморфитов основного ряда, для которых, как известно, выше температурный порог мигматизации.

Третья разновидность аутигенных цирконов, наиболее широко представленная в породах изученных нами метаморфических комплексов (тип IV), имеет вид эвгедральных зерен призматического габитуса. По морфологическим особенностям минерал близок типичному циркону гранитоидов. Отличие заключается в более сложном строении

кристаллов. А. А. Краснобаев [2], учитывая широкое развитие таких цирконов в гранитизированных метаморфических породах, выделяет его в «мигматитовый» тип. Приуроченность этого минерала к продуктам частичного плавления (мигматизированным породам и мигматитам) свидетельствуют о его росте при участии силикатного расплава.

В таблице суммированы возрастные датировки цирконов из нашей коллекции проб, полученные преимущественно точечными методами. Как видно из таблицы, в цирконовой хронометрии практически не нашли отражение собственно уральские (фанерозойские) события. Это связано с тем, что в породах рассматриваемых комплексов в «уральское» время имели место только низкотемпературные метаморфические преобразования.

Таблица

Возраст цирконов разных морфологических типов

Типы цирконов	Возраст, млрд. лет					
	> 2.0	2.0–1.7	1.7–1.4	1.4–1.1	1.1–0.8	0.8–0.5
I	2,21*					
II	2.12*; 2.10; 2.09; 2.09; 2.08; 2.08; 2.08; 2.08; 2.07; 2.07*; 2.07; 2.06; 2.05; 2.04; 2.04; 2.03	1.75			0.96	0.75; 0.62; 0.62; 0.61; 0.61; 0.61; 0.60; 0.59
III		1.99; 1.95; 1.90; 1.86		1.37; 1.23; 1.23		0.74; 0.60; 0.56; 0.56; 0.53; 0.51; 0.48
IV		1.95*; 1.82*; 1.77*; 1.75; 1.75	1.67; 1.58; 1.57; 1.49	1.39; 1.38; 1.28; 1.27; 1.23; 1.20	1.05; 0.97* 0.96*; 0.85	0.78; 0.70*; 0.63

*Звездочкой отмечены датировки, полученные методом термоионной эмиссии [5]. Остальные – методами SHRIMP (ВСЕГЕИ, аналитики А. Н. Ларионов и Д. И. Матуков) и SIMS (Шведский музей естественной истории в Стокгольме, аналитик V. L. Peas).

Цирконы гранулитового типа (тип II) в сравнении с другими аутигенными цирконами имеют наиболее высокие значения возраста, в основном превышающие два млрд лет (2.12–2.03 млрд лет). Учитывая, что наблюдаемые минеральные парагенезисы в изученных нами метаморфических комплексах соответствуют, главным образом, разным ступеням амфиболитовой фации, можно предполагать, что эти цирконы являются реликтовыми минералами – продуктами более раннего (не сохранившегося в виде породообразующих минеральных парагенезисов) этапа метаморфизма гранулитовой фации. Менее определенной является интерпретация другой компактной выборки возрастных значений второго типа циркона в интервале 0.62–0.59 млрд лет. Она соответствует отчетливо проявленному метаморфическому событию, выделяемому по многим признакам, но не ассоциируется, как следовало бы ожидать, с реально существующими новообразованиями гранулитовой фации.

Имеющиеся в нашем распоряжении возрастные датировки цирконов сложной формы (тип III) образуют три группы цифр в интервалах 1.99–1.86; 1.37–1.23 и 0.60–0.48 млрд лет.

Цирконы «мигматитового» типа (тип IV) характеризуются большим разбросом датировок (1.95–0.63 млрд лет) и в отличие от возрастных значений других морфотипов не группируются в более узкие интервалы. Верхняя возрастная граница цирконов из

мигматитов практически совпадает с таковой для цирконов сложной формы (тип III). Это можно рассматривать как факт одновременной кристаллизации цирконов III и IV типов на ранних этапах метаморфической эволюции рассматриваемых комплексов. По-видимому, условия для одновременной кристаллизации цирконов III и IV типов существовали и позднее (возможно, на разных глубинных уровнях): в интервале 1.4–1.1 и 0.8–0.5 млрд лет назад.

На рисунке показано распределение возрастных значений цирконов в породах разных

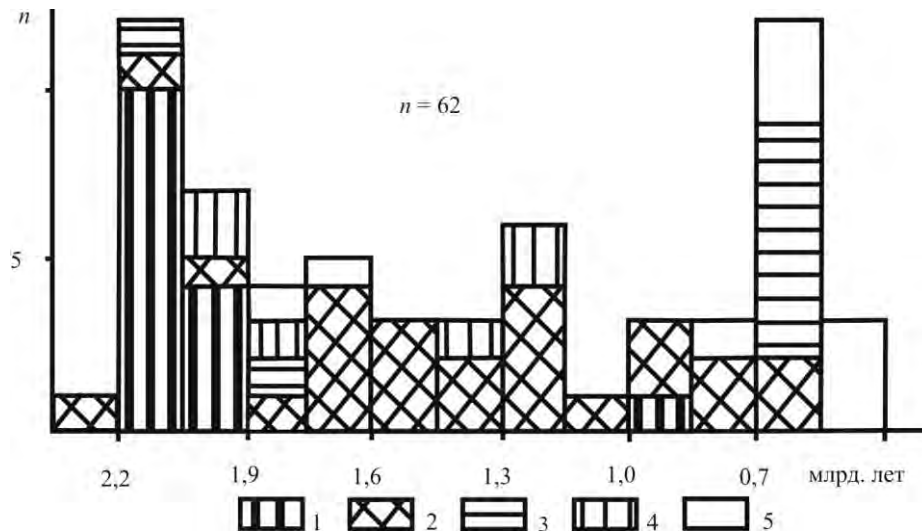


Рис. Гистограмма распределения изотопного возраста цирконов из пород метаморфических комплексов Тимано-Уральского региона
Комплексы: 1 – александровский, 2 – няртинский, 3 – ханмейхойский, 4 – микулкинский, 5 – париквасьшорский.

метаморфических комплексов. Метаморфизм гранулитовой фации на рубеже около 2.1 млрд лет назад, реальность которого подтверждается наличием цирконов II типа, проявился в породах только тех комплексов, где отчетливо выражены признаки гранитизации пород: александровском, няртинском и ханмейхойском. При этом, метаморфизм гранулитовой фации предшествует процессам гранитизации и более низкотемпературного метаморфизма. Определенные проблемы возникают при интерпретации датировок в интервале 0.8–0.5 млрд лет, т.к. в этот интервал попадают все три морфотипа аутигенных цирконов, в том числе «гранулитового» типа. Из таблицы видно, что большая часть цифр находится в пределах 0.6–0.56 млрд лет, что хорошо согласуется с периодом активизации гранитоидного магматизма и метаморфизма на севере Урала. Следует отметить, что и полученные цифры, в основном, относятся к североуральским объектам и особенно к комплексам Полярного Урала. При этом никаких признаков гранулитовых новообразований в породах не известно. Вендский возраст цирконов II типа, скорее всего, можно объяснить их «омоложением» в результате проявления в это время процессов магматизма и сопряженных с ними метаморфических преобразований.

Из приведенных выше материалов следует, что история метаморфизма пород, слагающих полиметаморфические комплексы палеоконтинентальной части Тимано-Уральского региона, начинается более 2 млрд лет назад. С учетом данных по тараташскому

комплексу Южного Урала [6, 7] нижний возрастной рубеж метаморфизма равен или превышает 2.7 млрд лет назад.

Ранние этапы метаморфогенного породообразования в полиметаморфических комплексах палеоконтинентальной части Тимано-Уральского региона в целом коррелируется с эволюцией метаморфизма пород раннедокембрийских комплексов прилегающей с запада платформенной области. На Фенноскандинавском щите (Фенноскандии) выделены аккреционно-коллизийные комплексы, сформировавшиеся в период с 2.88 до 2.58 млрд лет назад [8]. По-видимому, и в других литосферных сегментах, входящих в состав Восточно-Европейской платформы, в частности Волго-Уралии, фрагментами которого являются рассматриваемые нами объекты, в это время происходили подобные процессы (позднеархейский этап метаморфизма гранулитовой фации пород тараташского комплекса). Раннепротерозойский этап гранулитового метаморфизма, зафиксированный в цирконовых датировках пород ряда рассмотренных нами полиметаморфических комплексов, коррелируется [9] с ассамблированием Волго-Уралии с Сарматией (около 2.1 млрд лет), а более поздние процессы метаморфизма амфиболитовой фации и сопряженной с ней гранитизации с объединением этих двух мегаблоков с Фенноскандией (1.8–1.7 млрд лет).

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

Литература

1. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С.176–194.
2. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
3. Vavra G, Gebauer D, Schmid R, Compston W. // Contrib. Miner. Petrol. 1996. 122. P. 337–358.
4. Peucat J. J, Bernard-Griffiths J., Gil Ibarra J. I. et al. Iglesias Ponce de Leon M. // Tectonophysics, 1990. 110. P. 463–472.
5. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.
6. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В и др. // Доклады академии наук, 2007. Т. 415, №5. С. 651–657.
7. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков и др. // Доклады академии наук, 2011. Т. 437, № 6. С.803807.
8. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.
9. Богданова С.В. // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. М.: Геос, 2007. Т. 1. С. 88–91.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Ю.И. Пыстина, А.М. Пыстин

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, pystina@geo.komisc.ru)

Многолетние исследования цирконов из гнейсов и кристаллических сланцев полиметаморфических комплексов Урала и Тимана [1–3] показали, что в этих породах цирконы отличаются большим разнообразием форм и сложностью строения. Разнообразие метаморфических цирконов, по нашему мнению, так же как и по мнению многих исследователей, отражает вариации в физико-химических условиях и продолжительности каждого метаморфического события и вызвано изменением существовавших ранее структур и/или ростом нового циркона.

Собственно метаморфогенные или метаморфически измененные кристаллы циркона, обычно характеризуются округленными и сильно изрезанными формами (рис.1.1–1.7, 1.15–1.21), но эвгедральные формы также возможны, особенно в богатых жидкостью системах, таких как кристаллические слюдяные сланцы или мигматиты в амфиболитовой фации (рис.1.8-1.14). В первом случае, развитие кристаллических поверхностей было, по-

видимому, облегчено присутствием водных или содержащих углерод жидкостей, во втором случае, циркон, вероятно, вырос в контакте с фазой расплава, и, следовательно, строго говоря, является скорее не метаморфическим, а магматическим.

Округленный метаморфический циркон встречается в разных модификациях. В гнейсах и кристаллических сланцах полиметаморфических комплексов Тимано-Уральского региона кристаллы циркона такого типа в одних случаях могут быть лишь слегка округленными, сохраняя дипирамидально-призматический габитус, обусловленный развитием граней $\{100\}$, $\{110\}$ и дитетрагональной дипирамидой $\{311\}$ или дипирамидой $\{331\}$ (рис. 1.15). В других случаях циркон приобретает полностью округлую, часто изометричную (шаровидную) форму (рис.1.17). Зерна циркона имеют многочисленные мелкие грани, хорошо видимые при увеличении в 200–300 раз, в отдельных случаях они заметны и под бинокулярным микроскопом. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение таких цирконов сравнительно однородное, но встречаются кристаллы с ядрами более древнего циркона (рис.1. 16). Подобные цирконы, отмечены в гранулитах зоны Ивреа в Южных Альпах (рис.1.8–1.21), в породах Саксонского гранулитового комплекса и в породах других районов, претерпевших высокотемпературный метаморфизм. Они выделяется как цирконы «типа футбольного мяча» и, по-видимому, являются аналогами описанных нами [2] цирконов «гранулитового типа».

Более ограниченное распространение в гнейсах и кристаллических сланцах полиметаморфических комплексов Тимано–Уральского региона имеют сростки цирконов сложной формы. Однако в некоторых метаморфических комплексах они доминируют среди других морфологических разновидностей. Относительно высокое содержание таких цирконов нами установлено в породах париквасьшорского метаморфического комплекса Полярного Урала и микулкинского комплекса полуострова Канин. Циркон представлен бесцветными или бледно-окрашенными зёрнами неправильной формы (рис.1.4–1.6). При увеличении видно, что кристаллы представляют собой сростки двух или более индивидов. Размер зерен 0.10–0.25мм. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение кристаллов характеризуется наличием ядер, образованных более древними цирконами (рис. 1.4, 1.5). Отмечаются твердые и газово-жидкие включения, расположенные хаотично. Этот тип циркона очень похож на описанные Дж. Пиюкетом и его соавторами [4] зерна циркона типа «цветной капусты» (рис.1.1). Причина возникновения столь замысловатых форм цирконов, возможно, заключается в отсутствии силикатного расплава и дефицита флюидов. Не случайно, как заметили упомянутые выше исследователи, такие формы характерны для цирконов метаморфических пород мафитового состава, для которых, как известно, выше температурный порог мигматизации. Однако нами они установлены в метаморфитах кислого состава (плагигнейсах, кристаллических сланцах, кварцитах), но только в тех комплексах, где условия метаморфизма не превышали низких ступеней амфиболитовой фации и, соответственно, не сопровождалось процессами мигматизации. По мнению Дж. Пиюкета и его коллег [4] в одних случаях форма этих зерен может отражать поглощение при росте минерала фрагментированных цирконов, в других, они, вероятно, представляют собой метаморфически выращенный поликристаллический циркон.

Правильная интерпретация морфологических особенностей циркона особенно важна при изучении полиметаморфических образований, в которых ранние метаморфические парагенезисы породообразующих минералов часто не сохраняются при повторных преобразованиях пород.

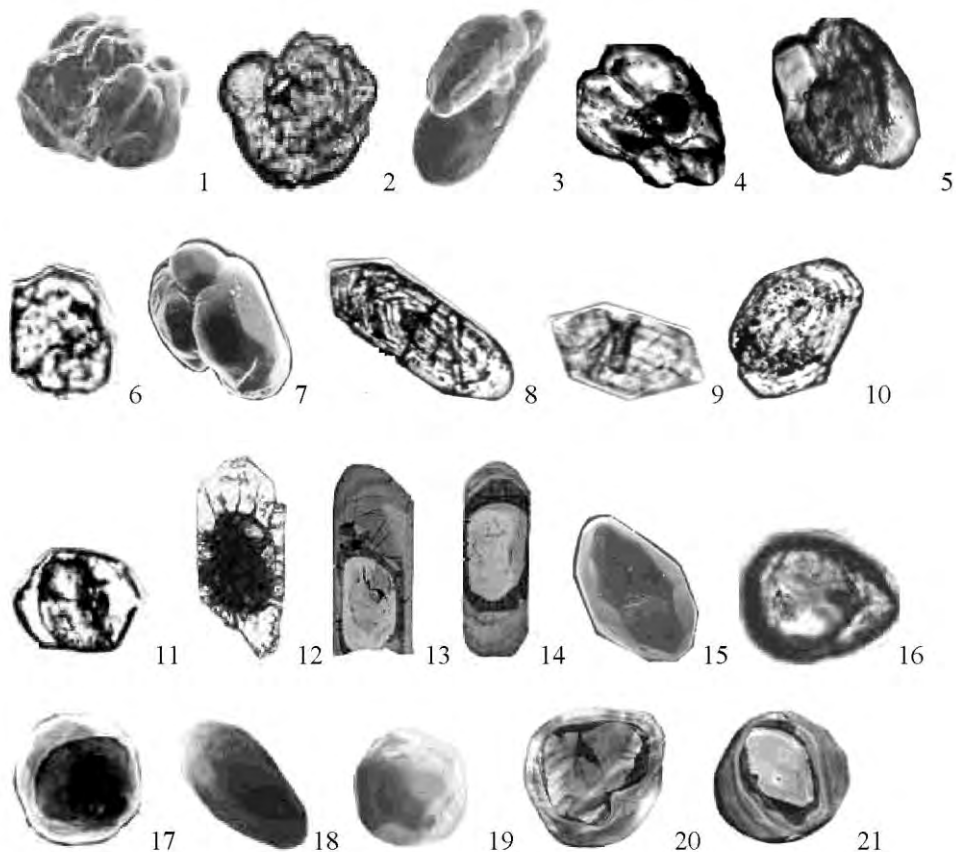


Рис. Вариации морфологии цирконов из метаморфических пород.

1–3 – цирконы сложной кристаллографической формы из мафических гнейсов: 1, по [4], 2–3, по [5]; 4–7 – цирконы сложной кристаллографической формы из гнейсов, по [2]; 8–11 – цирконы эвгедральной формы из полиметаморфических пород, по [2]; 12–14 – цирконы с ядрами из полиметаморфических пород: 12, по [6], 13–14, по [8]; 15–17 – мультифасеточные цирконы из гнейсов, по [2]; 18, 19 – цирконы типа «футбольного мяча» с мультифасеточным множеством внешних граней из метаморфических пород: 18, по [7], 19, по [9]; 20–21 – детритовые ядра в цирконах из гранулитов, по [10].

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

Литература

1. Пыстина Ю.И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.
2. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Изд-во УрО РАН, Екатеринбург, 2002. 168 с.
3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–195.
4. Peucat J.J., Bernard-Griffiths J., Gil Ibarra G., Dallmeyer R.D., Menot R.P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M. // Tectonophysics, 1990. 110. P. 463–472.
5. Pin C., Lancelot J. // Contrib Mineral Petrol. 1982, 179. P. 1–12.
6. Welin E., Gorbatschev R., Kahr A.M. // Sver Geol Unders. 1982. С.797:1–34.
7. Chen Y.D., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Krogh T.E. // Contrib Mineral Petrol. 1998, 130, P. 154–161.
8. Hancher J.M., Hoskin P.W.O. et al. // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. V 53. P. 479.
9. Kroner A., Jaeckel P., Reischman T., Kroner U. // Geol Rundsch/ 1998, 86. P. 751–766.
10. Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. // Contrib Mineral Petrol. 1996, 122. P. 337–358.

ОБРАЗОВАНИЕ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ РУД БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ НА ПИОНЕРНОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

С.М. Радомский, В.И. Радомская

(Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, rsm@ascnet.ru)

Введение. Основное промышленное значение имеют месторождения золота гидротермального типа, которые образовались вследствие кристаллизации металла из горячих водных растворов, сформировавшихся в результате застывания магмы [1]. Поэтому представляется актуальным изучить конкретные условия минералообразования и современного нахождения благородных металлов (БМ) на Пионерном золоторудном месторождении Верхнего Приамурья. БМ обладают низкой реакционной способностью в реакциях окисления и замыкают электрохимический ряд активности металлов со значениями стандартных электродных окислительных потенциалов $E^{\circ} = + (0,45-1,85)$ В для водных растворов при стандартных термодинамических условиях (давлении $P = 10^5$ Па и температуре $T = 298,15$ К), рассчитанных по уравнению Нернста.

Цель. Реконструкция процесса минералообразования золота по реперным точкам образования (или разрушения) акцессорных минералов при снижении температуры магматического флюида до гидротермального раствора, в зависимости от физико-химических условий вмещающей среды на Пионерном золоторудном месторождении Верхнего Приамурья и, обусловленного им, современного состояния благороднометалльного оруденения.

Исходные данные. Пионерное золоторудное месторождение находится в пределах западного Умлеканского звена Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса, возникшего вследствие сложных процессов коллизии, аккреции и орогенеза, имевших место в позднем мезозое (I-K) вдоль границы взаимодействия Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы и Буреинского микроконтинента, северным фрагментом которого является Гонжинский выступ. Этот выступ допалеозойских кристаллических пород является крупным и длительно развивавшимся (400-500 млн. лет) интрузивно-купольным сооружением с гранитным ядром в центре. В эндо- и экзоконтактных зонах гранитоидных интрузивов, которые хорошо фиксируются гравитационными аномалиями на сопряжении с экструзивно-эффузивными образованиями, располагается 80 % золоторудных месторождений этого региона [2]. В пределах Верхнеамурской провинции выявлены минералы платиноидов класса крупности 1–3000 мкм платиновой минерализации в месторождениях рудного золота и золотоносных россыпях. В россыпях преобладают сперрилит ($PtAs_2$) и иридосмины (Ir-Os), реже встречаются самородная платина и изоферроплатина, тогда как в коренных проявлениях доминирует платина. Возраст платиноминеральной минерализации оценивается Re/Os методом в 620 ± 30 млн. лет. Платиновая минерализация разнесена во времени с золотосеребряной минерализацией, и они не коррелируют друг с другом [3].

Методы исследования. Валовые концентрации частиц БМ определялись из исходной навески горной породы, взятой в количестве 10 г, измельченной до размера частиц 100 мкм, после предварительного пробирного концентрирования на никелевый штейн сплавлением при 1000 °С, последующего разрушения никелевого штейна 6 М HCl, сплавлением полученного осадка с перекисью натрия при 750 °С в течение 7 минут и дальнейшего определения элементов группы БМ по методикам: атомно-абсорбционного анализа. Анализ выполнен по III категории точности, максимальная погрешность определения БМ ± 30 %.

Результаты и их обсуждение. Существенным моментом, повлиявшим на образование Пионерного месторождения, являются крупные разломы и сдвиги северо-восточного и субширотного простирания, с зонами выраженных градиентов силы тяжести. Метасоматические преобразования пород участвующих в образовании Пионерного рудного поля выразились в возникновении ореолов калишпатизации, пропилитизации, турманинизации, сульфидизации, окварцевания, аргиллизации, гидрослюдизации, карбонатизации и иных проявлений протяжённостью в сотни и мощностью (глубиной) десятки метров на участках Южном, Николаевском, Центральном, Промежуточном и Бахмут. Основным носителем промышленного золотого оруденения считается золото-кварц-карбонатная, золото-сульфидно-кварцевая минерализация (золото-галенитовой, золото-сульфосольно-антимонитовая ассоциации) [4]. Рудные минералы ассоциаций представлены: золотом, блеклыми рудами, халькопиритом, борнитом, галенитом, пиритом, сульфосолями свинца. Золотоносные проявления на месторождении расположены дискретно в местах сопряжения разломов разной ориентировки на участках развития эшелонированных систем нарушений на пути гидротермально-флюидных потоков. Руды относятся к гидротермальному типу и имеют ограничения при образовании по давлению до 1000 МПа и температуре до 1500 К. Это обусловлено близостью рудопроявлений от поверхности и статистически значимом их отсутствии во вмещающих изверженных магматических породах, основным минералом которых является альбит с температурой плавления у поверхности земной коры 1423 К. Для этой стадии оруденения характерны зоны прожилково-вкрапленной минерализации, включающей сеть тонких ветвящихся прожилков кварца с вкраплениями пирита (реже халькопирита) и дополнительно характеризующейся температурой реперной точки плавления пирита 1466 К. При 1337 К – температуре плавления золота и исчезновения его жидкой фазы [5] в равновесии остаются твёрдое кристаллическое золото и его газообразная фаза, находящаяся в надкритическом состоянии гидротермального флюида. Стадии процесса минералообразования удобно разделять по температурному показателю образования (или разрушения) аксессуарных минералов, а термодинамическим методом определять концентрации золота в гидротермальных флюидах. Так для верхней границы гидротермального раствора при давлении 1000 МПа и температуре 1337 К, исходя из уравнения Нернста, для золота находящегося в горячем флюиде в кристаллическом состоянии и растворённом в виде гидроксидов $\text{Au}(\text{OH})$ и $\text{Au}(\text{OH})_3$, с термодинамическими характеристиками ($\Delta G = -19,98$ кДж/моль; $E^\circ = 0,7$ В; [6]) растворимость окисленных форм золота достигает 0,08 моль/дм³.

Это верхняя граница гипотермального флюида. Экстракционная способность высокотемпературного щелочного водного флюида существенно зависит от температуры и в меньшей степени от давления. Температура оказывает большее влияние и на растворимость золота, нежели давление. Так в выполненных исследованиях [5, 7], при понижении температуры на 100 К растворимость гидроксидов золота уменьшается приблизительно в 10 раз при постоянном давлении и во столько же раз уменьшается при понижении давления с 1000 МПа до 1 МПа при постоянной температуре. При этом осаждающееся золото заполняет все доступные полости, а его поверхность повторяет очертания стенок трещин, образуя разнообразное ксеноморфное природное золото в виде – прожилков, пластин, чешуек. Следующая стадия сульфидизации, для которой характерны образования минеральных тонкозернистых ассоциаций золота кварц-сульфидной, кварц-карбонат-сульфидной формаций, с прожилками пирита, галенита, сфалерита, антимонита, арсенопирита, халькопирита, размерами 0,5–0,7 мм. Стадии соответствует температурный интервал 1337–873 К, завершающийся реперной точкой, соответствующей температуре разложения доломита. Концентрация растворённого золота во флюиде на нижней границе понижается до значений $1,1 \cdot 10^{-6}$ моль/дм³ [5]. Снижение температуры золотосодержащего

флюида ведёт к падению растворимости золота и к его отложению в рудовмещающих структурах. За стадией сульфидизации следует карбонатная стадия и ею завершается этап продуктивного оруденения. Она характеризуется прожилками кварц-доломитового и кварц-кальцитового составов и имеет температурный интервал образования 873–470 K и попадает в нижнюю границу существования мезотермальных растворов флюидов. Концентрация растворённого золота во флюиде понижается до значений $1 \cdot 10^{-8}$ моль/дм³ на нижней границе интервала [5]. Стадия сопровождается структурными изменениями в твёрдой фазе минералов самородного золота при температурах 570–470 K, ионные соединения золота разрушаются и из них выделяются кислород и сера, а по местам оборванных ионных связей атомы золота соединяются друг с другом, образуя укрупнённые частицы микроскопического золота в виде сростков и двойников [8]. Плоскости граней кристаллов обычно тусклые и неровные. Этапы рудообразования завершаются отработкой эпитептермальных растворов флюидов при температурах 470–273 K и понижении концентраций золота до значений характерных для поверхностных вод Приамурья – $2,5 \cdot 10^{-10}$ моль/дм³ [7]. Высвободившееся золото при этом образует полиметаллические руды. Оставшиеся окисленные формы золота сохраняются в виде теллуридов, минералы которых имеют небольшое отрицательное значение ΔG° образования за счёт возникновения металлических связей, устойчивость которых стабилизируется плотнейшей гексагональной упаковкой атомов, в которой кристаллизуются теллуриды золота калаверит AuTe₂, креннерит (Au,Ag)Te₂, сиванит (Au,Ag)Te₄, петцит (Au,Ag)₂Te. Далее пострудные процессы гипергенеза приводят к возникновению цеолит-карбонатной и цеолит-гидроксидной ассоциаций и на этом процесс рудообразования завершается [8].

Руды Пионерного месторождения относятся к гидротермальной группе, вулканогенного класса и принадлежат к окисдно-сульфидному типу руд и находятся в интервале значений по концентрации золота 0,1-4,0 г/т представленных в таблице.

Таблица

Массовые доли благородных металлов (г/т) в первичных и окисленных типах руд на Пионерном золоторудном месторождении Верхнего Приамурья

Проба	Ru	Rh	Pd	Ag	Os	Ir	Pt	Au
Первичные руды, $n^* = 20$								
<i>Min</i> **	0,011	< 0,1	0,001	0,04	0,008	0,001	0,41	0,10
<i>Max</i> ***	0,056	< 0,1	0,024	3,85	0,015	0,006	0,56	2,58
<i>Average</i> ****	0,022	< 0,1	0,012	0,31	0,006	0,003	0,48	0,74
Окисленные руды, $n^* = 20$								
<i>Min</i> **	0,012	< 0,1	0,003	0,32	0,011	0,001	0,45	0,17
<i>Max</i> ***	0,056	< 0,1	0,029	3,87	0,019	0,009	0,59	3,96
<i>Average</i> ****	0,033	< 0,1	0,015	0,44	0,007	0,004	0,50	2,89

* Количество проанализированных проб – n .

** Минимальное значение – *Min*.

*** Максимальное значение – *Max*.

**** Среднее значение – *Average*.

Гидротермальная группа подразделяется на две подгруппы: первичную эндогенную, представленную сульфидами со средним значением по интервалу концентраций 0,1-1,0 г/т и вторичную гипергенную выполненную окисленными сульфидами со средним значением массовой доли золота по интервалу 0,2-4,0 г/т. По размерам золотин находящихся в рудных зонах сложилось следующее распределение: на долю крупного золота (> 80 мкм) приходится (2-4) % частиц, основная часть относится к классу мелкого золота (< 80 мкм) на её долю приходится (94-96) % и к классу ультрамикродисперсного (< 1 мкм) относится (1-3)

% частиц золота. У частиц БМ, которые находятся по ходу естественного стока поверхностных вод, проба золота возрастает с 710-780 ‰ до 800-980 ‰.

Нахождение минералов самородного золота с хорошо выраженными кристаллами, определяется именно осаждением золота из растворов, поэтому для зоны окисленных руд характерна проба выше средней по месторождению и даже выше средней его пробы для самих окисленных руд. Явление осаждения БМ на минералах группы, в качестве зародышей процесса минералообразования, наблюдали Ивенсен Ю.П., Левин В.И. [9] по наличию высокопробной корочки на золотинках, корочки золота на поверхности окатанных зерен платины и сцементированных вторичным золотом зернах хромита, магнетита, пирита, которые они объясняют отложением золота из растворов. Процессы минералообразования осуществляются из ионных окисленных форм на зародышевых кристаллах минералов БМ и протекают с заметными скоростями при повышенных концентрациях. Кинетика минералообразования описывается теорией бинарных столкновений и скорость реакции пропорциональна вероятности столкновений атомов БМ отнесенных к общему количеству столкновений всех атомов химических элементов в системе. Скорости реакций окисления и минералообразования БМ имеют нулевой кинетический порядок и могут быть описаны соответствующими уравнениями формальной химической кинетики.

Вывод:

Руды Пионерного месторождения относятся к гидротермальной группе, вулканогенного класса и подразделяются на: эндогенные первичные, принадлежащие к сульфидному типу руд и экзогенные принадлежащие к окисленному типу руд.

Литература

1. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых М.: Недра. 1982. 669 с.
2. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 53-65.
3. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш А.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.
4. Хомич В.Г., Власов Н.Г., Борискина Н.Г., Маслаков В.С. // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благороднометалльного сырья / Сб. науч. тр. Под ред. В.Г. Моисеенко, А.П. Сорокина. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2005. С. 121-125.
5. Радомский С.М., Радомская В.И. // ЕТН. 2011. № 1. С. 129-132.
6. Глушко В.П. (Ред.) Термические константы веществ: Справочник в 10-ти вып. М.: АН СССР, 1965–1981.
7. Радомский С.М., Радомская В.И. // ЕТН. 2010. № 4. С. 166-170.
8. Рипан Р., Четьяну И. Неорганическая химия М.: Мир, 1972. Т. 2. 872 с.
9. Ивенсен Ю.П., Левин В.И. // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области М.: Наука, 1975. С. 5-120.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНО- И РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КЕЛЕНЧЕК-ТАШСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЧАТКАЛЬСКАЯ ПОДЗОНА, УЗБЕКИСТАН)

Я.М. Рафиков¹, Р.Г. Юсупов²

(¹Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз, Ташкент, Узбекистан, rafikov_yalkin@mail.ru; ²ННО «Ветеран геологии» Узкомгеологии РУз)

В Чаткало-Кураминском регионе Срединного Тянь-Шаня позднепалеозойские позднеорогенные интрузии гранит (аляскит)-лейкогранитовых (P_1) комплексов с полями редкометалльных гранитных пегматитов; штоко-дайково- и жильными телами альбититов; штоко-образными, дайко-, трубо- и жилообразными телами грейзеново-гидротермальных образований, а также гидротермалитами представляют минерально-сырьевые ресурсы [1-3] на редкие металлы, редкие земли, иттрий, торий и другие элементы (таблица) для освоения, производства и потребления.

Для Чаткало-Кураминского региона характерно в позднем палеозое внедрение крупных сложнопостроенных гранитоидных плутонов с комплексом вулканогенных комагматов (C_1 ,

C_2 - C_3 , P_1 и др.). Мощный кислый и ультракислый риолит-трахириолитовый вулканизм (P_1), сравнительно с породами гранит (аляскит)-лейкогранитов проявился на всей территории (1300 км²). Комагматичные им граниты, лейкограниты и др. чрезвычайно обогащены летучими [3] (Чаркасар, Арашан, Беданали, Саргардон, Баркрак и др.) и акцессорными минералами редких металлов, редких земель и др. редкометалльные и редкоземельные минеральные тела зонально размещаются в интрузивных постройках, их эндо- и экзоконтактовых (надинтрузивных) сферах.

В породах гранит (аляскит) – гранитовой (P_1) формации характерны следующие содержания акцессорных минералов редких металлов, редких земель, иттрия и тория (г/т):

флюорита (от 100 до 500 и более), циркона (350), циртолита (10), торит-оранжита (200), ортита (Y- и Th разновидности, 57,4), монацита (100), гадолинита (до 10), фергусонита (до 100), включая TR + Y содержащие апатиты (до 100). Содержания минерально-вещественных компонентов пород гранит (аляскит) – лейкогранитовой формации находятся в соответствии с потенциальной рудоносности и продуктивности на редкометалльность (Баркрак, Саргардон, Каракез, Беданали, Келенчек-Ташсай и др.), редкие земли, иттрий (Келенчек-Ташсай), торий. На Келенчек-Ташсайском рудном поле широко проявился натриевый метасоматоз редкие металлы, редкоземельные элементы, иттрий торий. В альбититах рудного поля устанавливается кварцево-карбонатная минерализация [4] с пироксеном, бастнезитом и др. а также с настураном, самородным As, галенитом, сфалеритом и др. В составах руд совместно с альбитом и рутилом присутствуют оранжит-ториты, циркон-циртолиты, монацит, флюорит и др. (минералы фергусонит-форманитовой ассоциации, иттротанталит, гадолинит, поликраз). В результате характер развития альбититов и рудный минеральный состав определяют тип минерализации на редкие земли (преимущественно как иттриевые). Альбититы практически безкварцевые [4]

Для месторождения нетрадиционным является участие рутила в практически (промышленно) значимых количествах и комплекса сопутствующих акцессорных рудных минералов (ортит, фергусонит, форманит, гадолинит и др.). Ортит будучи одним из ранних редкоземельных минералов, тесно ассоциирует с поздними флюоритом и танталониобатами. Формирование минерала видимо происходило за счет замещения или распада рутила. Монацит и оранжит-торит завершают накопление рудных редких земель, иттрия и др. В альбититах кристаллизация и присутствие минералов редких земель находятся в определенной связи от концентрации фтор- и фосфатных анионов (апатит, монацит, ксенотим и др.). Сродство анионов F и PO₄ с элементами TR+Y благоприятствовали обогащению альбититов редкими металлами (Nb, Ta) и землями (TR, Y, Th).

В магматических процессах кристаллизационная дифференциация определяют поведение фтора. Концентрация фтора последовательно возрастает от пород ранних фаз интрузий к поздним и от более к менее фациально глубинным образованиям [4]. Фтор связываются с фторотипными (фторофильно-литофильными) рудогенными компонентами (редкие металлы, редкие земли, иттрий, торий и др.), формирует подвижные комплексы, входит в структуры гидроксилсодержащих минералов (биотиты, апатиты, амфиболы и др.), образует собственные акцессорные минералы (флюорит, топаз, фторкарбонаты TR, Y и др.). Во флюидно-магматических системах F с крайне низким сродством к кислороду фракционирует и участвует послемагматическом редкометалльно- и редкоземельном рудообразовании фторофильно-литофильного профиля.

Тип месторождения Келенчек-Ташая, исходя из пространственной и генетической связи с позднеорогенными (P_1) гранит (аляскит) – лейкогранитами, а также и минерального состава руд (танталониобаты, силикаты и фосфаты редких земель) принадлежит к образованиям, сформировавшихся в условиях относительно малых температур ($t \leq 375^\circ \text{C}$) и глубин. Специфику минерального состава руд определяет участие остродефицитного

рутила, а также циркона, монацита, оранжит-торита и др. Практическая значимость и инвестиционная привлекательность Келенчек-Ташсайского рудного поля связана с его редкометалльностью, присутствием редких земель и иттрия.

Таблица

Редкометалльно (редкощелочно)- и редкоземельная минерализации Чаткало-Кураминских гор

Тип минерализации	Контроль, происхождение	Вещественный состав (редкометалльно- и редкоземельный)	Промышленно-генетический тип	Объект
I. Акцессорно-минеральные	Магматический: позднеорогенные граниты (аляскиты), лейкограниты (P_I)	Акцессорные минералы: циркон, циртолит, монацит, ксенотим, Th-оранжит и др.	Собственно редкоземельный: TR+Y; попутные Zr, Hf, U, Th, рутил и др.	Черкасар, Беданали, Арашан-Кызылтор
II. Редкометалльные пегматиты	Магматический: позднеорогенные граниты (аляскиты), лейкограниты (P_I)	<i>Берилл, сподумен, колумбит-танталит, поликраз, ортит</i> и др.	Собственно редкометалльный: Be, Li, Nb, Ta	Баркрак, Арашан
III. Апогранитные (купола интрузий; позднемагматические преобразования, грейзена и др.)	Магматический: посторогенные редкометалльные лейкограниты (двуполе-вошпатовые, литий – фтористые) (P_I)	<i>Биотит литиевый, цинвальдит, топаз, ортит, турмалин, флюорит</i> и др.	Совмещенный редкометалльно-редко-щелочной: Be, Li, Rb, Cs	Саргардон, Арашан, Беданали
IV. Альбититовые (штоки, дайково-жилковые тела, прожилковые образования)	Позднеорогенные граниты (аляскиты), лейкограниты (P_I)	<i>Альбит, флюорит, рутил, циркон, циртолит, фергусонит, Th-оранжит, гадолинит, иттротанталит</i> и др.	Существенно редкометалльно- и редкоземельный: TR+Y, Th, Zr, Nb, Ta, Ti	Келенчек-Ташсайское рудное поле (Чаткал)

Рутилоносные альбититы Келенчек-Ташсайского рудного поля будучи комплексными по минеральному составу (наличие титана в форме, TiO_2 ; циркона, ниобия, тантала, редких земель и иттрия, тория, кварц-полевошпатового нерудного сырья в виде альбита) получают значимость, определяющие сырьевые ресурсы на остродефицитные титановые, редкометалльные и редкоземельные рудные компоненты для промышленного освоения. Практическую значимость минерализации рудного поля определяют также пространственные и прямые генетические связи с их формированием пород гранит (аляскит) – лейкогранитовой (P_I) формации. Минерально-сырьевое обеспечение на редкие и редкоземельные металлы и решение практических задач определяют масштабы т.н. «апогранитных» или «апомагматических» производных гранит (аляскит) - лейкогранитов (рудоносные альбититы). В альбититах Келенчек-Ташая минеральные формы редкоземельной, иттрий и ториевой минерализации находятся в минералогическом сходстве с акцессорно-минеральным составом исходных материнских пород.

На редкие металлы, редкие земли, иттрий и другие сопутствующие типы промышленного оруденения рассматриваются во всем мире рудоносные альбититы как масштабные и перспективные генетические образования.

Литература

1. Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С., Климанов Е.В. // Актуальные проблемы освоения месторождений полезных ископаемых. – Ташкент: Фан, 2001. - С. 98-99. 2. Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г.// Петрология и рудоносность магматических формаций складчатых областей. - Ташкент: Университет, 2000. - С. 111-112. 3. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма. - Ташкент: Фан, 1983. 143 с. 4. Гинзбург Н.И., Курьянова И.И. // Геология месторождений редких элементов. - М.: Недра, 1966. - Вып. 26. - С. 180-210.

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ГРАДИЕНТЫ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

В.В. Ревердатто¹, А.В. Бабичев¹, С.Н. Коробейников², И.И. Лиханов¹, О.П. Полянский¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, rever@igm.nsc.ru;

²Институт гидродинамики им. М.А.Лаврентьева СО РАН, S.N.Korobeynikov@mail.ru

Геодинамические процессы, причина которых состоит в перемещении масс и потоков тепла в мантии и коре Земли, нарушают ранее сложившееся распределение вещества и температуры. Этот массо- теплоперенос, являющийся следствием планетарной эволюции, в земной коре выражается, главным образом, в тектонике и магматизме. Процесс либо идет до восстановления термического равновесия и/или баланса масс, либо прерывается другим тектоническим или магматическим событием. Изменение P - T параметров в земной коре приводит к метаморфизму горных пород, что позволяет рассматривать его как индикатор геодинамики. Это дает возможность сформулировать проблему современной петрологии, состоящую в выявлении взаимосвязи метаморфизма с теми или иными геодинамическими процессами.

Опираясь на идеи Миаширо [1,2] и важные дополнения Тернера [3] о связи проявлений метаморфизма с величинами геотермических градиентов, Ревердатто и Шеплев [4] выделили пять типов преобразований пород, обусловленных тектоникой и магматической деятельностью. По сравнению с ранним вариантом [4], величины геотермических градиентов T/H (где H – расстояние) и P - T параметров для пяти типов метаморфизма несколько изменены, и в настоящее время они определяются следующим образом: 1) контактовый ($T/H > 90^\circ\text{C}/\text{км}$, $T \approx 400\text{-}1000^\circ\text{C}$, $P \approx 0\text{-}1.5$ кбар), 2) зональный метаморфизм умеренных давлений ($T/H \approx 25\text{-}90^\circ\text{C}/\text{км}$, $T \approx 300\text{-}900^\circ\text{C}$, $P \approx 1.5\text{-}8$ кбар), 3) погружения ($T/H \approx 20\text{-}90^\circ\text{C}/\text{км}$, $T \approx 100\text{-}500^\circ\text{C}$, $P \approx 0.5\text{-}3$ кбар), 4) архейский полиметаморфизм ($T/H \approx 20\text{-}40^\circ\text{C}/\text{км}$, $T \approx 300\text{-}1000^\circ\text{C}$, $P \approx 3\text{-}14$ кбар) и 5) коллизионный, включая субдукционный ($T/H \approx 7\text{-}20^\circ\text{C}/\text{км}$, T – не менее $200\text{-}300^\circ\text{C}$, P – не менее ~ 4 кбар; в субдукционных комплексах возможны T до $\sim 1000^\circ\text{C}$ и $P > 40$ кбар). Соответствующая диаграмма, на которой показано расположение вышеупомянутых типов метаморфизма в P - T координатах, приведена на рис.

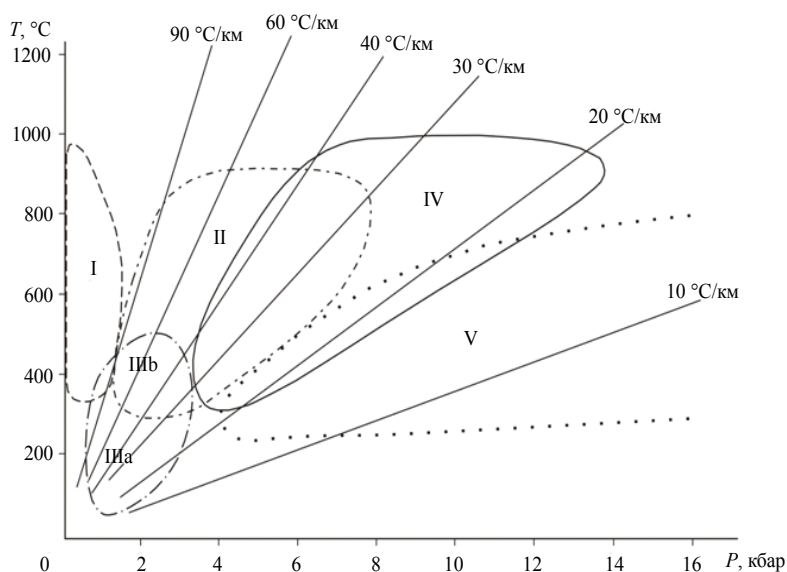


Рис. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая разнообразие геотермических градиентов при метаморфизме. Римскими цифрами обозначены типы метаморфизма: I – контактовый; II – зональный умеренных давлений; IIIa,b – погружения, III b – при привносе дополнительного тепла магматическими интрузиями в осадки основания впадин; IV – архейский полиметаморфизм; V – коллизионный, включая субдукционный (P может превышать 40 кбар).

Типы реализуются в разных геодинамических режимах с разной длительностью и коррелируются с определенными сочетаниями метаморфических фаций. В соответствии с существующей номенклатурой [5] при контактовом метаморфизме вблизи малоглубинных (не более 5-6 км от земной поверхности) интрузивных магматических тел возникают разные сочетания мусковит-роговиковой, амфибол-роговиковой, пироксен-роговиковой и спуррит-мервинитовой фаций [6]. При зональном метаморфизме умеренных давлений (бывший тип метаморфизма «низких P и высоких T »), формируются андалузит-силлиманитовые (в метапелитах) комплексы, включающие в себя в разном сочетании зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации [7]. Появление кианита знаменует собою переход к большим глубинам (до 28-30 км) в таких же зональных (кианит-силлиманитовых) комплексах; при высоких температурах возможно образование пород гранулитовой фации. При метаморфизме погружения в зонах расширения литосферы в основном образуются породы «цеолитовой» и, реже, зеленосланцевой фаций [8]. Континентальные щиты слагаются обычно комплексами пород гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [7]. При коллизионном метаморфизме формируются кианит-содержащие гнейсово-сланцевые комплексы (в метапелитах) или комбинации пород эклогитовой, кианит-сланцевой, зеленосланцевой и жадеит-глаукофановой фаций [8]. Типы сочетаются друг с другом, например, контактовый – с зональным метаморфизмом в поясах при умеренных давлениях, архейский – с метаморфизмом погружения, погружения – с коллизионным и т.п. Эти сочетания не случайны. С одной стороны они свидетельствуют о наличии переходных тектонических режимов, с другой – отражают определенные геолого-тектонические закономерности в эволюции земной коры. Первые два типа обусловлены дополнительным привносом тепла при внедрении магматических расплавов в земную кору, вследствие чего геотермический

градиент в ходе метаморфизма существенно превышал «нормальную» (среднеземную) величину. Третий и четвертый типы характеризуются геотермическими градиентами, близкими к среднеземной величине (от 20 до 40°С/км; иногда – больше). Это означает, что тепловой поток при метаморфизме был близок к «нормальному», его отличия в сторону повышения, по-видимому, были обусловлены дополнительным притоком магматического тепла. Последний (пятый) тип характеризуется геотермическим градиентом ниже среднеземной величины, что, скорее всего, может быть связано с относительной кратковременностью событий и недостижением термического равновесия между блоками пород на соответствующих глубинах: изменениям температуры свойственна инерционность, и происходят они гораздо медленнее, чем изменения давления. Давление во всех типах метаморфизма контролируется литостатической нагрузкой.

Вышесказанное позволяет утверждать, что с позиций геодинамики в настоящее время представляется возможным различать три следующие основные причины (факторы) метаморфизма: 1) приток дополнительного тепла в земную кору путем перемещения расплава; 2) расширение / растяжение литосферы, сопровождаемое накоплением во впадинах осадков, их погружением и нагреванием; 3) столкновение (коллизия) литосферных плит и блоков земной коры, вызванное горизонтальными движениями, которые инициируют деформацию, конвергенцию и субдукцию, надвиги и поддвижки. Геодинамические факторы метаморфизма могут сочетаться, что приводит к неопределенностям.

Магма в земной коре перемещается или посредством диапиризма или путем магматических интрузий. Причиной перемещения является гравитационная неустойчивость расплавленного материала в окружении более плотных пород. Диапиризм возможен только в достаточно пластичных и горячих породах нижних-средних частей земной коры. Ключевой особенностью метаморфизма вблизи магматических интрузий является повышенный горизонтальный термический градиент. Граница между контактовым и зональным метаморфизмом умеренных давлений неопределенна, однако принимается, что контактовый метаморфизм ограничен глубиной ~5 км; на больших глубинах происходит зональный метаморфизм умеренных давлений. Вблизи глубинных магматических интрузивных тел, при прочих равных условиях, достигаются температуры более высокие, чем при контактовом метаморфизме, а ширина зон термических преобразований становится больше (из-за повышенной начальной температуры вмещающих пород).

По всей вероятности, не существует специального геодинамического механизма, ответственного за архейский метаморфизм. Многостадийный полиметаморфизм архейских щитов проходил при участии тектонического «скупивания» пород и последующего расширения литосферы; повышенный тепловой поток был связан с утонением литосферы и интрузиями мантийных магм. В результате достигались почти однородные высокие давления и температуры на больших площадях. Диапазон давлений укладывался в 7-15 кбар, а температур – в 700-1000°С. В качестве одного из вариантов архейского метаморфизма может быть предложен механизм с длительным прогревом вышележащей толщи пород конвектирующей мантийной магмой. Модельные расчеты показывают, что для континентальной коры мощностью 40-60 км при постоянной температуре на нижней границе в 1000-1100°С стационарное распределение температур устанавливается в течение 30-40 млн. лет.

Условием проявления метаморфизма осадков во впадинах, образованных при расширении литосферы, является погружение земной коры на глубину не менее 10-12 км. В качестве наиболее общей причины значительного опускания земной коры следует рассматривать рифтогенез. В фанерозойских рифтовых впадинах удается установить положительную корреляцию между их шириной и глубиной, поэтому при значительном

растяжении литосферы осадки погружаются и могут претерпевать метаморфизм на уровне «пренит-пумпеллиитовой» субфации или зеленосланцевой фации. Метаморфизм более высокотемпературных фаций на глубине порядка 10-12 км, по всей вероятности, может быть вызван только привнесом дополнительного тепла магматическими интрузиями в осадки основания впадин (см. поле III b на рис). В синеклизах на платформах и в передовых прогибах, образованных под действием нагрузки надвигов, глубины образующихся впадин обычно не превышают 4-6 км, и поэтому метаморфизм здесь невозможен. Иногда возникали очень глубокие депрессии, например, Аделаида в Австралии или Прикаспийская впадина, где породы нижних частей осадочных бассейнов могли быть метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Ведущую роль в формировании таких впадин играло значительное и неоднократное расширение литосферы на фоне поднятия мантии.

Конвергенция и субдукция плит, надвиги и поддвижки блоков земной коры иногда становятся причиной коллизионного метаморфизма горных пород. Коллизионный метаморфизм происходит в условиях разнообразия начальных механических, температурных и геометрических факторов, обусловленных геологией и тектоникой. В результате структурной и термической перестройки проявляются разные типы метаморфической зональности в зависимости от P - T условий, теплофизических свойств и скоростей движения взаимодействующих блоков [9]. Глубокое погружение земной коры при субдукции может приводить к образованию метаморфических пород высоких / сверхвысоких давлений, что представляет значительный интерес. Применительно к внутриконтинентальной коллизии наиболее вероятным является масштабное поддвижение / надвижение, изгиб и деформация плит, смятие земной коры, складчатость и утолщение литосферы. При субдукции горизонтальная сила должна быть достаточно велика, чтобы преодолеть выталкивающее сопротивление мантии, по крайней мере, в начале движения. Проникновение субдуцирующей плиты в подкорковую литосферу и дальнейшее значительное погружение возможны только, когда океанические базальты испытывают эклогитизацию. Наиболее вероятной причиной эксгумации глубоко погруженных пород земной коры считается отрыв нижней части субдуцированной литосферной плиты и «всплывание» оставшейся части. Только «быстрая» эксгумация может сохранить минералы высоких / сверхвысоких давлений от замещения в верхних частях земной коры. Удовлетворительная модель субдукции, учитывающая в комплексе погружение и эксгумацию, в настоящее время отсутствует.

Литература

1. Miyashiro A. // Journ. Petrol., 1961, v.2, pp. 277-311
2. Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. London. G.Allen and Unwin Ltd., 1973. 492 p.
3. Turner F.J. Metamorphic petrology. Mineralogical and field aspects. New York – San Francisco, McGraw-Hill book Co., 1968. 403 p.
4. Ревердатто В.В., Шеплев В.С. // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 12, С. 1679-1692
5. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. Москва, Изд. «Недра», 1970. 432 с.
6. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. Москва, Изд. «Недра», 1970. 271 с.
7. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Москва, Изд. «Недра», 1972. 287 с.
8. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. Москва, Изд. «Недра», 1974. 328 с.
9. Ruppel C., Hodges K.V. // Tectonics, 1994, v. 13, pp. 17-44

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА)*Д.Н. Ремизов*(ФГУП «ВСЕГЕИ» им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, dnr1957@yandex.ru)

В последнее десятилетие на Полярном Урале проводилась интенсивная работа по упорядочению имеющейся и получению новой геологической информации. Она выразилась в подготовке к изданию Государственных геологических карт РФ масштаба 1:200 000 второго поколения. Была разработана легенда Полярноуральской серии листов, содержащая множество стратиграфических подразделений и магматических комплексов, выделенных на данной территории [1]. Наиболее существенная петрологическая информация в последние годы получена по магматизму Восточной (палеоокеанической) области и Центрально-Уральской зоны (Харбейского блока) Полярного Урала.

Для Войкарской (южная часть Восточной зоны Полярного Урала) современными изотопно-геохимическими методами доказаны позднеордовикский (~ 450 млн. лет) возраст интрузивных габброидов кэршорского комплекса [2, 3] и преимущественно раннедевонский (411-383 млн. лет) возраст островодужной системы Малого Урала [3, 4, 5]. Показана полная петролого-геохимическая однородность интрузивных и вулканогенных образований последней, включая диориты-гранодиориты, субщелочные габброиды, андезибазальты, андезиты и трахиандезиты всех выделенных здесь разнообразных комплексов и свит [5].

В связи с полученной В.А. Душиным с соавторами [6, 7] новой аналитической информации по магматизму Щучинского района (север Полярного Урала) и вещественному составу метаморфитов Харбейского блока, а так же более чем сорокалетней дискуссии о возрасте и генезисе этих образований (см., например, [8, 9, 10]), представляется интересным рассмотреть именно эту объективную информацию.

Харбейский блок по нашему мнению представляет собой тонкую тектоническую пластину аккреционного происхождения, надвинутую на формации раннепалеозойской пассивной окраины Балтики. О том, что мощность этой пластины невелика, свидетельствует наличие над ней крупной гравитационной аномалии, смыкающейся с аномалией габбро-гипербазитового массива Рай-Из, и некоторые особенности её геологического строения. Не останавливаясь на доказательствах этого положения, обратимся к имеющимся аналитическим данным. На рис. (А) приведена спайдер-диаграмма апобазитовых метаморфитов Харбея. Очевидно, что амфиболиты ханмейхойской, лаптаюганской и париквасьшорской свит образуют единую группу первично магматических горных пород. Характер спектров указывает на их внутриплитное происхождение. Базальты верхнехарбейской свиты ассоциированы с углеродистыми сланцами и максимально близки к нормальным базальтам океанических хребтов. Между тем, верхнехарбейская свита (в понимании авторов [6,7]) – часть няровейского комплекса, который обрамляет и образует единую структуру с метаморфическим «ядром» Харбея. Внешняя (верхняя) часть доордовикского разреза Харбейской структуры сложена преимущественно андезиитоидами сядатинской свиты, подстилаемыми мраморами немурюганской свиты, и, очевидно, сформирована в островодужной обстановке. К сожалению, представительные геохимические данные по этим магматитам отсутствуют. Таким образом, исходная геологическая ситуация Харбея - внутриплитные базальты в ассоциации с глубоководными осадками и базальтоидами, близкими, но не тождественными N-MORB, известняковой платформой и островодужным комплексом, может интерпретироваться как океаническое плато доуральского палеоокеана, прекратившее свою активность в конце рифея, и затем столкнувшееся с вендской

Сядатинской островной дугой. Крайне маловероятно, что бы это плато могло существовать с раннего протерозоя, как это принято официально [1]. Таким образом, стратиграфическая колонка Харбейской структуры Полярного Урала скорее представляет собой латеральный ряд разновозрастных формаций разных внутриокеанических структур, тектонически совмещенных в ходе тиманской аккреции, а не вертикальную последовательность геологических событий.

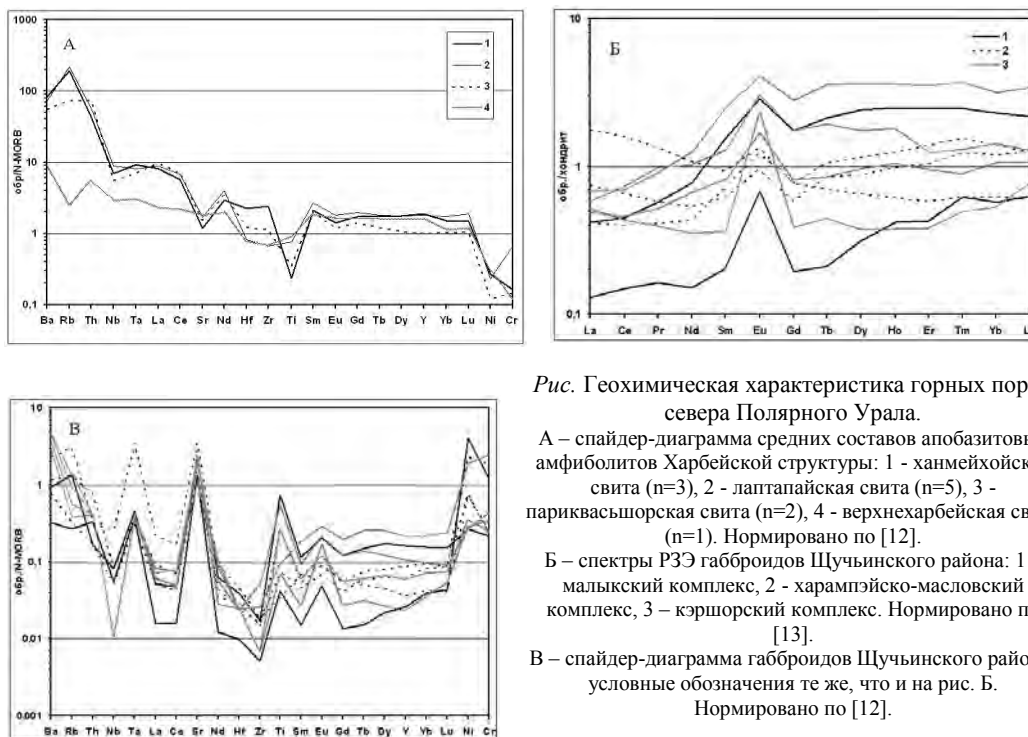


Рис. Геохимическая характеристика горных пород севера Полярного Урала.

А – спайдер-диаграмма средних составов апобазитовых амфиболитов Харбейской структуры: 1 - ханмейхойская свита (n=3), 2 - лаптапайская свита (n=5), 3 - париквасьшорская свита (n=2), 4 - верхнехарбейская свита (n=1). Нормировано по [12].

Б – спектры РЗЭ габброидов Щучинского района: 1 – малькский комплекс, 2 - харампэйско-масловский комплекс, 3 – кэршорский комплекс. Нормировано по [13].

В – спайдер-диаграмма габброидов Щучинского района: условные обозначения те же, что и на рис. Б. Нормировано по [12].

Щучинский район в геологическом отношении представляет собой практически полный аналог Войкарского. Есть, однако, и некоторые отличия. Здесь значительно менее распространены островодужные диорит-гранодиоритовые ассоциации. Максимальную площадь, наряду с гипербазитовыми массивами, занимают разнообразные габброиды. Набор горных пород здесь тот же, что и в Войкарском районе: дуниты, верлиты, вебстериты, габбронориты, оливиновые и роговообманковые габбро, роговообманковые габбропегматиты, сгруппированные в два магматических комплекса – малькский и харампэйско-масловский. Геологическое положение – в восточной части Хадатинского (Пусьерка, Няропэ, Сымкеу, Харчерузь) гипербазитового массива также аналогично положению габброидов кэршорского комплекса к востоку (юго-востоку) от Райизского и Войкаро-Сынинского массивов в Войкарской зоне.

На рис. (Б) и (В) показаны, соответственно, распределение редких земель и спайдер-диаграмма габброидов малькского и харампэйско-масловского комплексов в сравнении с кэршорским комплексом. Очевидно их полное геохимическое сходство. Графики РЗЭ (рис. Б) соответствуют «клинопироксеновому» тренду, поскольку этот минерал является главным концентратором РЗЭ в данных породах. Положительная европиевая аномалия однозначно отражает количество плагиоклаза в породе, что также выражается и в общем падении

концентраций и в изменении повеления легких РЗЭ с ростом лейкократовости пород. Близкие характеристики в распределении РЗЭ для основных разновидностей габброидов Щучьинского района были получены М.Н. Костюхиным более 20 лет назад [9, 10]. Спайдер-диаграмма (рис. В) демонстрирует крайнее истощение габброидов некогерентными элементами (содержания Nb и Ta находятся на или ниже порога чувствительности анализа). Ближе всего характер распределения некогерентных элементов к таковому в бонинитах, однако, в целом концентрации существенно ниже. Предполагается, что большая часть габброидов всех перечисленных комплексов представляет собой кумулаты бонинитового расплава [11].

Из изложенного выше можно сделать как минимум два вывода. Во-первых, даже весьма ограниченные петролого-геохимические данные позволяют достаточно определенно диагностировать геодинамические обстановки формирования каждого отдельного комплекса горных пород, и, следовательно, более обоснованно оценить перспективы и направление поисков полезных ископаемых. Во-вторых, бесконечное выделение все новых свит и магматических комплексов в практике геологического картирования приводит скорее к запутыванию, чем к прояснению строения и эволюции региона.

Литература

1. Шишкин М.А., Синькова Е.А., Коробейникова Н.Е. // Отчет по объекту: –Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200». СПб: ФГУП ВСЕГЕИ. 2009 г.
2. Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., Косьянов А.О., Носиков М.В., Сергеев С.А. // Доклады РАН, 2010. Том 434, № 2. С. 238–242.
3. Remizov D.N., Grigoriev S.I. // ICAM-VI: Abstracts, 2011. P. 167-168.
4. Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.-P., Roland N.W., Schäfer F., Khain E.V. & Remizov D.N. // Stuttgart: Z. dt. Ges. Geowiss., 2012. N 163/1, p. 9-42.
5. Ремизов Д.Н., Ремизова С.Т., Григорьев С.И. // Региональная геология и металлогения. 2012. (в печати).
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Второе издание. Листы Q-42-I,II (Лабаровая). Под редакцией А.П. Казака. Объяснительная записка / В.А. Душин, О.П. Сердюкова, А.А. Малогин, И.А. Никулина, В.С. Козьмин, П.Л. Бурмако, О.М. Попова, В.А. Рыбалко, И.В. Абатурова, М.Л. Крашенинникова, Л.И. Козьмина. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 248 с.
7. Отчет «ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (Собская площадь)» / В.А. Душин, О.П. Сердюкова, А.А. Малогин и др. Екатеринбург, 2010 г.
8. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдавцев, А.П. Казак, Л.Т. Пономарева, Г.Н. Савельева, А.А. Савельев. Новосибирск, 1977. 220 с.
9. Костюхин М.Н. // Магматиты и метаморфиты севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1991. С 6-27.
10. Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). СПб: Наука, 1995. 120 с.
11. Григорьев С.И., Ремизов Д.Н., Малышева Н.А. Петрология габброидов кэрсюрского комплекса // Наст. сборник. 12. McDonough W. F., Sun S. // Chem.Geol. 1995. V. 120. pp. 223-253.
13. Boynton W.V. // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984, pp. 63-114.

О КАЙНОЗОЙСКИХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ ЗАПАДА БЕЛУДЖИСТАНА, БЛИЖНИЙ ВОСТОК: ОСОБЕННОСТИ, ОБЩАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ПРОБЛЕМЫ, ОГРАНИЧЕНИЯ

А.Е. Романько¹, Н.А. Имамвердиев², А.Т. Савичев¹, С.С. Степанов¹, А.В. Полещук¹, В.Ю. Прокофьев³, С.М. Табатабаиманеш⁴

¹Геологический институт РАН, Москва, a-gomanko@ya.ru; ²Государственный университет Баку, Азербайджан, ³Институт геологии рудных месторождений РАН, ⁴Университет Исфохана, Исламская Республика Иран)

Представляются новые материалы по альпидам З. Белуджистана, Ближний Восток. Следующее может быть вкратце отмечено:

–выделяется важная мел-четвертичная СВ тектономагматическая и металлогеническая зональность, обусловленная субдукцией Аравийской плиты. В пользу общегеологической СВ зональности говорит и уменьшение сейсмоактивности от Ю. Каспия к Ср. Каспию, как минимум.

-на указанную зональность наложились процессы, связанные с Африканским суперплюмом, по замечательной томографии Булла и др., 2009 (Bull, McNamara, Ritsema). Выявлена мощная неоген-четвертичная внутриплитная магма, обусловленная деятельностью суперплюма, включая породы (до карбонатитов Афганистана и Аравии) и калиевые продукты В.Памира (Дмитриев, 1976). Реконструируется ряд пород: трахиандезиты с $\text{CaO}=7.1\%$ -богатые кальцием вулканиты, $\text{CaO}=10.2\%$ -редкие вулканиты с $\text{CaO}=34.9\%$ -чистые карбонатиты, Ханне шин, Афганистан и карбонатиты Аравии. Эти породы сравнивались с предполагаемыми внутриплитными аналогами В.Балтийского щита, 2.2- 2.0 млрд. лет.

-охарактеризована и иная субдукционная магма (антипод предыдущей, образующая с первой энергетически выгодную **тектонوماгматическую пару**), дающая олигоцен – четвертичные известково-щелочные породы (интрузивные, эффузивные, пирокластические и туффиты). Получены первые данные о высокотемпературных-1150-1220оС калиевых расплавных включениях стекла в высококальциевых субдукционных лавах квартера против нехарактерности расплавных включений во внутриплитных породах.

-существует УВ-зональность: 1. С.Каспия – УВ в породах девона-палеогена, и газ в неогене, 2. Ср. Каспий – УВ в породах триаса-юр-мела, палеогена, 3. Ю.Каспий-УВ в породах плиоцена, 4. южнее в 700 км - Персидский залив –УВ в огромном интервале пермь-неоген (наибольшее не прямое воздействие магмы). Все это связано с уменьшением эффекта суперплюма на север. Любопытно редкое сочетание здесь УВ-уголь с точки зрения продолжительной дегазации. Приуроченность УВ к некоторым разломам также не противоречит сказанному. Возможно, движение УВ вверх шло недавно, одноактно? несмотря на то, что они «застряли» в разновозрастных породах - более молодых на юге.

-вторичная восточная зональность на Ю.Каспии нефть-газ, предположительно связана с «корнями гор», Б. Кавказа, вынуждающего УВ поворачивать далее на восток по мере движения с юга.

-совместный анализ разнотипных карт дает порой уверенное объяснение локализации УВ, имеющих, по нашим данным, полную корреляцию со структурными картами, с однозначным фиксированием максимума УВ.

Авторы чрезвычайно благодарны Е.Ф.Романько†, А.Хушманзаде, М.А.А.Ноголь Садату, а также Б.Н.Голубову, М.П.Антипову и мн. др.

МИНЕРАЛОГИЯ, ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ПЕРСПЕКТИВЫ КЛИМОВСКОГО КОМПЛЕКСНОГО БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

В.И. Иващенко, А.Е. Ромашкин, А.И. Голубев
(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru)

В Беломорском мобильном поясе (БМП) проявления благороднометалльной рудной минерализации свекофеннского возраста приурочены к разномасштабным (мощность – до 100 м, протяженность – до км) сдвиговым зонам и сингенетичным им диафоритам фации биотит-мусковитовых гнейсов. Эти рудные объекты по некоторым своим параметрам соответствуют промышленному типу комплексных (с Au и МПГ) большеобъемных месторождений с невысокими содержаниями рудных элементов, но значительными запасами. Они известны в беломорском комплексе Северной Карелии и охарактеризованы на Лоушском, Плотининском и Малиноваракском участках [1], а в последние годы выявлены в породах хетоламбинской толщи [2].

Самые известные и, вероятно, наиболее перспективные рудопроявления данного типа объединяются в составе Климовского рудного узла [2, 3], характеризующегося широким распространением в ортоамфиболитах и амфиболовых сланцах субсогласных горизонтов золото- и МПГ-содержащих метасоматитов. Формирование метасоматитов связывается со свекофеннской эпохой активизации (1,85–1,75 млрд лет) и контролируется протяженными зонами сдвиговых дислокаций. Метасоматиты содержат рассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, виоларит) и минералов МПГ (теллуриды, висмутотеллуриды, арсениды), пространственно ассоциирующуюся с линзовидными обособлениями массивных колчеданных руд. В пределах рудного узла выделено шесть согласно залегающих протяженных (>9 км) горизонтов рудоносных метасоматитов со средней мощностью 30 м, имеющих комплексную медно-никелевую (Ni – 0,28–0,5%, Cu – 0,26–1,0%) и золото-платино-палладиевую (Pd – 0,23–1,4 г/т, Pt – 0,16–0,3 г/т), Au (0,3–0,6 г/т) специализацию [2]. Суммарные прогнозные ресурсы категории P₁+P₂ по Климовскому рудному узлу составляют: Au – 36,4 т, Pt–19,5 т, Pd–27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т [2], что соответствует масштабам среднего комплексного большеобъемного месторождения.

Наиболее продуктивны среди метасоматитов Климовского узла разнообразные пропилиты с доминированием хлоритовых ассоциаций, листвениты и кварц-карбонат-гидрослюдистые образования, ассоциирующиеся с более ранними пирротиновыми рудами (AR?). Непосредственно в Климовском пегматитовом карьере рудоносные метасоматиты вскрываются в северной и восточной стенках. Условно, по пространственной ассоциированности с различными породами, они подразделяются на два типа: в обрамлении пологих линзовидных тел сплошных пирротиновых руд и в хлоритизированных меланократовых амфиболитах по субширотным вертикальным сдвиговым дислокациям небольшой мощности (до 1–2 м). Метасоматиты, ассоциирующиеся с колчеданами, вскрыты в верхней и нижней частях восточной стенки карьера, соответственно, Верхняя и Нижняя рудные зоны.

Верхняя рудная зона (мощность 3–5 м) сложена кианит-амфибол-слюдистыми, слюдисто-амфибол-эпидот-хлоритовыми и амфибол-эпидот-хлоритовыми метасоматитами, содержащими в значительных количествах флогопит, гидробиотит, фуксит, мусковит (Mn – 1%), слюды состава маргарит-парагонит-фенгит, цоизит, эпидот, альбит, кальцит, реликты плагиоклаза (№65–91), Cl-апатит, пренит, томсонит, анальцит и рудные – хромит (Cr₂O₃, 25–44%), титаномагнетит (Ti – 8,5%), пирротин, халькопирит, пирит, Ni-пирит, пентландит, галенит, кобальтин, самородн. золото, котульскит, меренскит. Большинство силикатных минералов метасоматитов хромсодержащие (слюды – 2-3%, амфибол – 0,7-1,6%, хлорит – 1,5-1,8%, эпидот – 1,2-2,0%, кианит – 1-2%).

Нижняя рудная зона (5–8 м) – линзовидное тело массивных пирротиновых руд, окруженное полосчатыми амфибол-биотит-плагиоклаз(№42)-хлоритовыми метасоматитами с небольшим количеством кварца, альбита, мусковита, эпидота, граната, F-апатита, рутила, циркона и вкрапленностью ильменита (Mn – 1,8%), пирротина, пентландита, халькопирита. Сама рудная линза сложена преимущественно пирротином, в подчиненном количестве пиритом, халькопиритом, пентландитом, сфалеритом, ильменитом. В местах замещения сульфидов Fe- и Fe-Mg-хлоритами, развития кварца, эпидота, цоизита и пренита отмечаются микровыделения меренскита, котульскита, майченерита, самородных свинца и никеля, мелонита, висмутотеллуридов, электрума, барита, гессита.

Метасоматиты в субширотных вертикальных сдвиговых дислокациях вскрыты в северной части карьера. Они развиваются по хлоритизированным (Mg-хлорит) меланократовым амфиболитам (Пл. №60–80) с повышенными содержаниями MgO (12,69%), Cr₂O₃ (0,96%), Li₂O (0,03%) и слабо измененным (Mg-хлорит) амфиболитам (MgO

– 6,13%, Cr_2O_3 – 0,02%; Пл №50–60) с аксессуарными титанитом, рутилом (до 1% V), ильменитом (Mn – 1–4%) и пирротинном. В обобщенном виде в их строении выделяются 4 метасоматические зоны.

1. Осевая зона выполнена высокохромистыми карбонат-хлорит-слюдистыми ассоциациями состава – хромит (Cr_2O_3 46–54%), амфибол, биотит, фуксит (Cr – 3,2%), цоизит, Mg-хлорит, мусковит, плагиоклаз (№30–50), анортотлаз, кальцит, гидробиотит, альбит, пренит, кварц, рутил, сфен и рудные – пирротин, пирит (Ni – 1%), пентландит, галенит (Se – 1,3%), самородные висмут и золото, шеелит.

2. Кальцит-альбит-мусковит-парагонит-хлоритовые (Fe-Mg-хлорит) метасоматиты с развивающимися по плагиоклазу высококремниевыми слюдами (от мусковита до парагонита с маргаритовым – до 10% и роскоэлитовым – до 8% компонентами и повышенными содержаниями Mn – 0,2–1,0%), альбитом, пренитом, натролитом и анальцитом. Они содержат никельсодержащий (Ni – 2,4%) пирит, халькопирит, селенистый (Se – 15%) галенит и клаусталит в сростании со спионкопитом и долерофанитом. Принимавшиеся здесь ранее за скаполит сиреневатые минеральные обособления в действительности оказались агрегатами пренита, Mn-содержащих высокремниевых слюд и реликтов основного плагиоклаза.

3. Хлорит-амфибол-слюдистые метасоматиты с коричневым биотитом, замещаемым пренитом, FeMg-хлоритом и подвергающимся гидратации. Здесь же отмечаются серицит, пренит, мусковит-фенгит, альбит, K-Na-полевой шпат, цоизит, фтор- и оксиапатит, циркон, в реликтах – плагиоклаз (№50), амфибол, гранат. Рудные представлены ильменитом, сфалеритом, галенитом, пиритом, кобальтином, халькопиритом, самородн. свинцом.

4. Амфибол-альбит-цоизит-пренит-тюрингитовые метасоматиты (CuO – 0,33%) содержат тонкую крапленность халькопирита, борнита и ассоциирующихся с ними микровыделений паркерита, зигенита, арсеногаухекорнита, виттихенита, гессита, штютцита, никеля самородн. и неидентифицированной фазы – $\text{Ag}_5\text{Te}_3\text{BiS}$. Местами в них отмечаются кварцевые прожилки, содержащие в зальбандах кобальтин, самородн. висмут, бисмит, кусатиит, сфалерит, электрум ($\text{Au}_{35-61}\text{Ag}_{39-65}$). Электрум встречается в сростках с борнитом в плагиоклазе (№60) и прените, а также в халькопирите и тюрингите.

Наличие в рудоносных метасоматитах Климовского проявления как высокотемпературных (кианит, гранат), так и низкотемпературных (до цеолитов) минеральных ассоциаций, наряду с их «пестрым» строением, осложненным включениями линзовидных и пластовых тел слабо измененных амфиболитов, крайне затрудняет реконструкцию протолита, служившего субстратом для их формирования. В этом аспекте важное генетическое значение имеют минералы, относительно устойчивые в метаморфо-метасоматических процессах. Одним из таких минералов-индикаторов при типизации магматических пород, является хромшпинелид [4, 5 и др.].

Состав хромшпинелидов Климовского проявления варьирует от хромпикотита до хромита и субферрихромита с содержанием MgO до 3,6%, MnO – 1,35%, ZnO – 1,72%. В единичных анализах отмечается присутствие CaO – 0,78% и V_2O_5 – 0,90%. Соответственно их хромистость ($\#Cr = Cr/(Cr+Al)$) изменяется от 0,29 до 0,83, а максимальная магниальность ($\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) составляет 0,12. Такие особенности состава хромшпинелидов свидетельствуют о доминирующем типе изоморфизма в них по «*P тренду*» ($\text{Cr}^{3+} - \text{Al}^{3+}$) при практически непроявленном изоморфизме по «*fO₂ тренду*» ($\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+} - 2\text{Cr}^{3+}$), обычно характерном для метаморфических преобразований хромшпинелидов в коровых условиях [6]. При метаморфизме из хромшпинелидов происходит практически полный вынос Al, Mg и значительная часть Cr, сопровождаемый притоком Fe и переходом его из двухвалентного в трехвалентное состояние [7]. Исходя из этого, установленные вариации составов хромшпинелидов Климовского проявления

определялись, вероятно, не метаморфизмом, а метасоматическими преобразованиями, в конечном итоге приведшими к формированию лиственитов, пропилитов и березитоидов. В таком случае, предполагается, что наиболее хромистые хромшпинелиды (хромиты и субферрихромиты) являются производными алюмохромитов исходных магматических пород, которыми, наиболее вероятно, могли быть офиолиты, подвергшиеся лиственитизации. Это не противоречит типохимическим особенностям хромшпинелидов офиолитовых комплексов (обычно алюмохромиты) и формации лиственитов, характеризующихся сравнительно высокой хромистостью. Присутствие в исследуемых хромшпинелидах процентных содержаний марганца и цинка также является показательным для их сопоставления со шпинелидами докембрийских офиолитов. Примерно такой же уровень содержаний этих элементов зафиксирован в хромшпинелидах офиолитов Оутокумпу и Йормуа в Финляндии [8]. Не противоречат такому сопоставлению и особенности состава ильменита Климовского проявления, местами ассоциирующегося с хромшпинелидами, хотя высокие содержания в нем марганца (до 6%) возможно обусловлены уже процессами, ответственными за формирование пегматитов, ильмениты которых в целом отличаются повышенной марганцовистостью.

По шпинелевому [5], ильменит-железооксидному [9] и хлоритовому [10] геотермометрам температура образования рудоносных метасоматитов Климовского проявления оценивается в 550-240°. Температура образования минералов МПГ, местами тесно ассоциирующихся с кобальтином, согласно результатам исследований системы NiAsS-CoAsS-FeAsS [11] варьирует в интервале 500-550°. Однако широкое распространение в рудоносных метасоматитах висмута самородн., гессита, штютцита, пренита, гидрослюд сложного состава и цеолитов (натролит, анальцит, томсонит и др.) является индикаторным гораздо более низкотемпературных условий (<<200°), возможно связанных уже с пегматитовым процессом.

Таким образом, основываясь на данных по составу хромшпинелидов из различных магматических комплексов и трендах эволюции их составов при метасоматозе и метаморфизме, представляется что в метасоматитах Климовского проявления присутствуют хромшпинелиды офиолитового парагенезиса и разных стадий их метасоматических преобразований, специфика которых заключалась в проявлении изоморфизма преимущественно по «*P тренду*». То есть гидротермально-метасоматическая переработка офиолитов происходила при достаточно значительном падении давления во флюидной системе, что, несомненно, способствовало распаду переносимых растворами комплексных соединений и рудоотложению. В составе рудных ассоциаций выделяются как унаследованные рудные минералы (хромшпинелиды, ильменит, пирротин, пентландит и др.), так, вероятно, и новообразованные или переотложенные – преимущественно благороднометалльные, а также висмутиды, висмутотеллуриды, селениды и др. Минералы платиновой группы представлены преимущественно системой Pd-Bi-Te и более редкими – сперрилитом и родий- и палладий- содержащим кобальтин-герсдорфитом. Минералами-носителями золота являются электрум и золото самородное, в котором по данным микросондового анализа на пороге чувствительности (0,1%) отмечается присутствие ртути, что, вероятно, является признаком глубинного происхождения рудогенных растворов [12]. По совокупности данных Климовское рудопроявление классифицируется как орогенное мезотермальное полигенно-полихронного происхождения (AR-PR) в региональных сдвиговых зонах свекофеннского возраста с участием архейских офиолитовых комплексов и золотосодержащих колчеданных руд (фальбандов). Перспективность его определяется достаточно широким распространением в Беломорье офиолитов и сульфидного оруденения «фальбандового» типа.

Литература

1. Ручьев А.М.// Геология и полезные ископаемые Карелии. В. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 47–58.
2. Петров О.В., Шевченко С.С., Ахмедов А.М.// Матер. Всерос. конф. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез Северо-Запада России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 292–296.
3. Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свеишников К.Ю.// Регион. геолог. и металлогения. 2009. №37. С. 106–120.
4. Плаксенко А.Н. Типоморфизм аксессуарных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1989. 224 с.
5. Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G. et al.// Lithos. 1993. V. 29. P. 235-256.
6. Горбачев Н.С., Костюк А.В., Некрасов А.Н., Сулганов Д.М.// Теория, история, философия и практика минералогии: Матер. IV Междунар. минер. семина. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 109-111.
7. Рыкус М.В., Бажин Е.А., Савельев Д.Е., Сначев В.И.// Геология и геофизика. 2007. т. 7. № 1. С. 72-80.
8. Vuollo J., Piiraniemi T.// Bul. Geol. Soc. Finland. 1989. V. 61. part. 1. P. 95-112.
9. Spencer K.J., Lindsley D.H.// American Mineralogist. 1981. V. 66. P. 1189-1201.
10. Carati P., Hutcheon J., Walshe J.L.// Clays and Clay Minerals. 1993. V. 41, No. 2. P. 219-239.
11. Klemm, D.D.// Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen. 1965. № 103. P. 205-255.
12. Patter R.W., Barnes H.L.// Amer. Mineralogist. 1978. V. 63. № 11-12. P. 1143-1153.

ПРОЕКТНЫЕ ЗАДАНИЯ В ОБУЧЕНИИ ПЕТРОЛОГИИ

Д.А. Рубан

(Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, ruban-d@mail.ru)

Преподавание студентам университетов таких комплексных дисциплин как "Петрология", "Петрография", "Минералогия и петрография" и т.п., с одной стороны, требует использования самого широкого обучающего аппарата, стимулирующего адекватное усвоение знаний и развитие соответствующих навыков, а, с другой, - открывает большие возможности для апробации инновационных подходов к работе со студентами. Проектные задания являются одним из наиболее эффективных инструментов повышения качества обучения петрологии. Они представляют собой не только принципиально новую, многофункциональную форму контроля знаний студентов [1], но и важное средство, способствующее повышению профессиональной компетентности последних.

В самом общем виде, проектное задание предполагает выполнение студентом некоторой самостоятельной работы в рамках изучаемого курса, содержание которой отвечает крупному разделу (модулю) последнего. Целью такой работы является формирование начального опыта профессионального использования приобретенных знаний и навыков одновременно с раскрытием индивидуального творческого потенциала. В отличие от курсовой работы, проектные задания, однако, не нацелены на детальную проработку студентом определенной темы с использованием базового методологического аппарата петрологии. В этой связи в качестве темы проектного задания не может быть определена комплексная макро- и/или микроскопическая характеристика магматических или метаморфических горных пород определенного геологического объекта. Отличие от традиционной контрольной работы состоит в том, что последняя предполагает однозначные ответы на поставленные вопросы, тогда как при выполнении проектного задания основной акцент должен быть сделан на использовании студентом собственного интеллектуального и креативного потенциала. Актуальность проектных заданий в обучении петрологии диктуется следующими обстоятельствами. Во-первых, данная дисциплина характеризуется достаточно объемным, однако хорошо структурированным знанием с большим количеством взаимосвязанных положений. Во-вторых, петрология, несмотря на кажущуюся упорядоченность и наличие "готовых" классификаций, динамично развивается, ее представления постоянно корректируются, а классификационные схемы подвергаются подчас даже радикальным пересмотрам. Наконец, в-третьих, петрология тесно связана с другими дисциплинами, такими как минералогия, геохимия, тектоника. Студент должен не только осознавать указанные особенности петрологии, но и уметь следовать им при решении конкретных задач.

Первой отличительной особенностью проектных заданий следует считать краткость предполагаемой ими работы. Студенту следует уметь четко и ясно (т.е. "компактно") выражать свои мысли, ограничиваясь 2-3 страницами. Кроме того, он должен потратить свои усилия именно на реализацию поставленной задачи и раскрытие своей индивидуальности, а не на написание в той или иной степени длинного текста с повторением хорошо известных истин. При выполнении проектного задания студент должен обладать свободой действий. Например, ему следует пользоваться разными самостоятельно (!) подбираемыми литературными источниками, самостоятельно (!) определять форму и структуру своей работы, а также самостоятельно (!) формулировать тему последней. В рамках петрологии, например, ему может быть предложено дать собственную критическую оценку характеристике магматической или метаморфической горной породы, которая приводится в журнальной статье, книге или на web-странице, на основе знаний, полученных при изучении соответствующего курса. В таком случае студент сам выбирает анализируемый источник информации, а также определяет, давать ли критический анализ по пунктам в кратком виде или представить свои соображения в форме эссе. Для стимулирования такого выражения индивидуальности нередко требуется изначально предоставить студенту своего рода шаблон, где обозначены некоторые (но, конечно, не все) возможности при выполнении им проектного задания. Безусловно, последнее призвано быть комплексным. Это означает одновременную постановку нескольких взаимосвязанных задач. Например, студентам можно предложить охарактеризовать возможные магматические образования региона со строго определенной тектонической историей. При выполнении такого задания потребуются знания относительно, как минимум, природы магмы, геохимической специализации магматических пород в зависимости от тектонических условий, а также эволюции земной коры при различных геодинамических режимах. Комплексность такого задания может быть еще усилена предложением подобрать конкретные геологические примеры выявленной связи магматизма и тектоники.

Проектные задания должны быть сформулированы таким образом, чтобы студент смог их выполнить полностью самостоятельно, даже без минимальных консультаций у преподавателя. Только в таком случае они будут способствовать более глубокому пониманию предмета. Это, однако, не означает, что в заданиях будут даны исчерпывающие инструкции по их выполнению, когда студент сможет ограничиться лишь "механическим" ответом на поставленные вопросы. Преподаватель, напротив, должен лишь четко обозначить общее направление работы, а также сделать максимальный акцент на том, что использование нестандартных подходов, проявление индивидуализма, раскрытие собственных творческих способностей студентов будут поощряться при выставлении итоговой оценки. Следует также исходить из того, что петрология опирается на обширный пласт знаний, который постоянно пополняется результатами новых научных исследований. В этой связи проектные задания должны приобщать студента к работе с внешними источниками информации: не только дополнительными учебными пособиями, но и "свежими" журнальными статьями, монографиями, а также on-line ресурсами. При этом важно, чтобы студент смог осознавать ценность всех этих ресурсов, их отличие друг от друга (опыт показывает, что далеко не всеми студентами проводятся четкие различия между научной, научно-популярной и внеаучной информацией), а также умел их правильно использовать и давать им критическую оценку. По мнению автора, проектное задание по петрографии обязательно должно предполагать также отработку навыков цитирования научной литературы.

Успешность выполнения проектных заданий зависит как от общего уровня подготовки студентов и их индивидуальных особенностей, так и от того, насколько грамотно

составлены задания самим преподавателем. Студентам требуется изначально видеть требования к выполнению работы, а также систему ее оценки. Последняя должна быть многоуровневой. Общая оценка складывается из отдельных компонентов, таких как оценки критического мышления, творческого подхода, грамотности оформления и т.п. Здесь уместно подчеркнуть, что нередко (правильнее говорить, зачастую) те студенты, которые при обучении петрологии демонстрируют наилучшее владение "стандартными" знаниями и навыками (т.е. способны воспроизводить полученные в ходе лекционных и практических занятий знания и успешно повторять элементарные операции, требуемые для характеристики магматических пород), не получают высший балл за выполнение проектных заданий. Напротив, наиболее успешно справляются с последними традиционно не считающиеся "сильными" студенты, обладающие на самом деле креативностью и большим потенциалом самовыражения.

Проектные задания в обучении петрологии не должны становиться ни самоцелью, ни только средством дополнительного контроля студенческих знаний. Напротив, им важно стать стимулятором самообразования студентов. В идеальном случае проектное задание может выступать как отправная точка для научно-исследовательской деятельности студента. Использование проектных заданий уже прошло успешную апробацию при обучении петрологии студентов геолого-географического факультета Южного федерального университета [1, 2]. Неизбежная интенсификация образовательного процесса (в т.ч. и в рамках петрологической дисциплины) при переходе на программы бакалавриата заставляет рассматривать проектные задания в качестве одного из важнейших инструментов в преподавательской деятельности.

Литература

1. Рубан Д. А. Многофункциональность проектных заданий как формы контроля знаний студентов // Национальный исследовательский университет в системе непрерывного образования / под ред. В. И. Костицына. Пермь: ПГНИУ, 2011. С. 138—140.
2. Рубан Д. А. Методические указания по выполнению проектного задания № 2 по курсу "Минералогия и петрография". Ростов-на-Дону: УПЛ ЮФУ, 2010. 11 с.

ИНТРУЗИВНЫЕ ФАЗЫ ЗАПАДНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕДКИМ ЭЛЕМЕНТАМ

Т.В. Рундквист, Н.Ю. Грошев

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, rund@geoksc.apatity.ru)

Главнейший тип магматизма раннего палеопротерозоя на Фенноскандинавском щите - образование мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивных комплексов, принадлежащих к кремнеземистой высокомагнезиальной серии с высокими содержаниями Mg, Sr и Ni при низком содержании Ti, Na и K. Интрузии сложены дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами, габброноритами и анортозитами. По химическому составу породы данных комплексов близки к бонинитам - высокомагнезиальным разновидностям островодужных пород, в целом, по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов они обогащены литофильными элементами (Rb, Ba) и легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и обеднены тяжелыми РЗЭ и Ti [1]. Исследования показали, что наиболее крупные мафит-ультрамафитовые расслоенные комплексы (Мончегорский, Бураковский) образовались в результате внедрения нескольких магматических фаз [1,2,3].

Один из крупнейших мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов данного типа - Федорово-Панский расслоенный комплекс, расположенный в центральной части Кольского полуострова. В состав Федорово-Панского комплекса входят три крупных массива:

Федоровотундровский, Западно-Панский и Восточно-Панский. По современным представлениям каждый из них формировался в отдельной магматической камере, часто при неоднократном пополнении камеры расплавом. Для Федоровотундровского массива выделяется две интрузивные фазы [4]. Рассматривая сложное внутреннее строение Западно-Панского массива (ЗПМ) и механизм его дифференциации, Р.М. Латыпов и С.Ю. Чистякова [5] обосновали гипотезу его двухфазного образования. В дальнейшем эта гипотеза была подтверждена результатами исследований по изотопии благородных газов в породах [6], U-Pb датирования [7] и минералогического изучения малосульфидного платинометалльного оруденения [8].

Первой интрузивной фазе ЗПМ, сложенной главным образом габброноритами (рис.1), соответствует нижняя часть его разреза, включающая нижний расслоенный горизонт (НРГ) и перекрывающие его породы вместе с телами магнетитовых габбро. Разрез, представляющий вторую интрузивную фазу, начинается с верхнего расслоенного горизонта (ВРГ), который перекрыт расслоенными породами оливинового горизонта (ОГ) и массивными габброноритами. Магнетитовые габбро, рассматриваемые ранее как остаточный расплав первой интрузивной фазы [5], согласно данным бурения, образуют секущие по отношению к НРГ и общей расслоенности массива силлоподобные тела. Таким образом, эти породы можно сейчас выделить в особую третью интрузивную фазу ЗПМ.

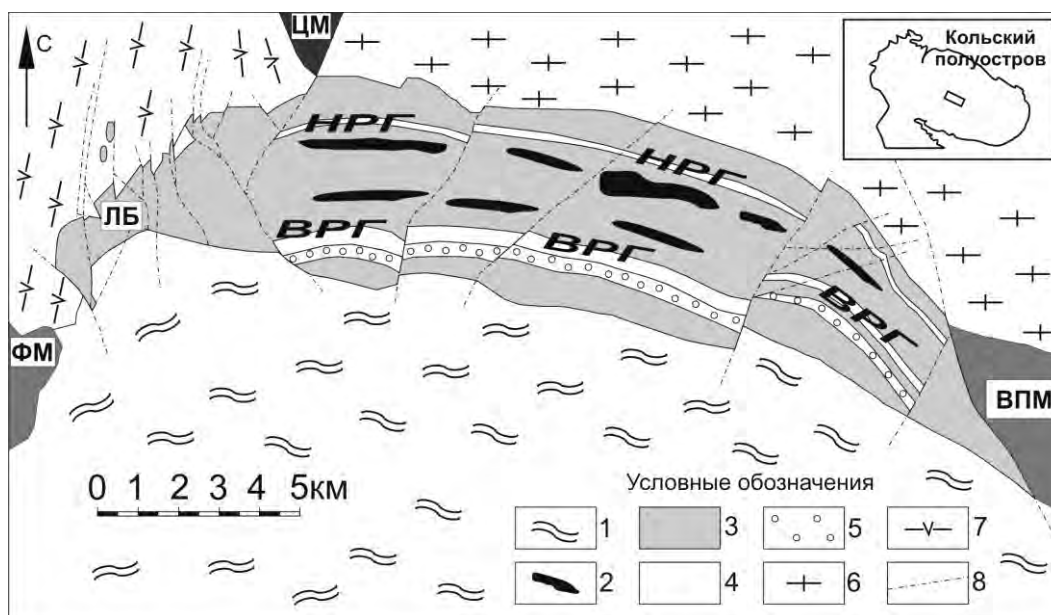


Рис.1. Упрощенная схема геологического строения Западно-Панского массива, по [9], с изменениями и дополнениями

ЦМ - Цагинский габбро-анортозитовый массив архейского возраста; Федорово-Панский комплекс: ФМ - Федоровотундровский массив, ЛБ - Ластьяврский блок, ВПМ - Восточно-Панский массив. Условные обозначения: 1 - вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга; 2 - тела магнетитовых габбро; 3 - породы Западно-Панского массива, преимущественно габбронориты; 4 - породы расслоенных горизонтов (НРГ - нижний расслоенный горизонт, ВРГ - верхний расслоенный горизонт); 5 - породы оливинового горизонта; 6 - щелочные граниты массива Белых тундр архейского возраста; 7 - диорито-гнейсы архейского возраста; 8 - разрывные нарушения

По материалам полевых работ 2011 г., проведенных ОАО «ПАНА» и ГИ КНЦ РАН, были выполнены определения редких (РЭ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов в породах ЗПМ. В общей сложности, включая более ранние определения, было проанализировано 39 образцов пород по всему разрезу ЗПМ. Среди проанализированных пород подавляющее большинство представлено мезократовыми мелкозернистыми габброноритами, в выборке также два образца норитов, три троктолита, один оливиновый норит, один анортозит, два магнетитовых габбро, один образец метагаббродолерита из дайки. Анализ выполнен методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН, аналитик Д.В. Киселева.

Нормированные к хондриту [10] спектры распределения РЗЭ в породах ЗПМ по конфигурации и суммарному содержанию РЗЭ соответствуют данным, приведенным в ряде работ для мафит-ультрамафитовых интрузий раннего палеопротерозоя Фенноскандинавского щита [1,2,3,11] (рис.2а). Однако при более детальном изучении спектров выявились некоторые отличия в распределении РЗЭ для пород верхней и нижней частей разреза ЗПМ. Для габброноритов нижней части разреза характерны наклонные спектры $((La/Yb)_{ch} = 2,08 - 5,23)$ с небольшой положительной Eu аномалией $((Eu/Eu^*)_{ch} = 1,29 - 1,76)$. Габбронориты верхней части разреза характеризуются более пологими спектрами распределения РЗЭ $((La/Yb)_{ch} = 1,41 - 2,21)$ и более ярко выраженными положительными Eu аномалиями $((Eu/Eu^*)_{ch} = 1,63 - 2,15)$. Согласно полученным данным, габбронориты нижней части ЗПМ обогащены легкими лантаноидами по сравнению с габброноритами верхней части разреза, в то время как последние более дифференцированы. Суммарное содержание РЗЭ в породах нижней части массива несколько выше, чем в породах верхней части (рис. 2а). Кроме этого, рис.2а показывает, что по характеру спектров РЗЭ магнетитовые габбро, соответствующие, по-видимому, третьей заключительной интрузивной фазе ЗПМ, близки к поздним дайкам метагаббродолеритов и занимают промежуточное положение по обогащению РЗЭ между последними и породами первых фаз.

Спайдерграммы распределения РЭ (рис. 2б) показывают, что породы нижней части ЗПМ также обогащены практически всем спектром РЭ по сравнению с породами верхней части массива. Необходимо также отметить, что по распределению РЗЭ и РЭ породы с сульфидной и платинометальной минерализацией не демонстрируют существенных отличий от вмещающих безрудных пород.

Магнетитовые габбро и метагаббродолерит обогащены РЗЭ и РЭ по сравнению с прочими породами массива, но сохраняют общие для раннепротерозойских мафит-ультрамафитовых расслоенных комплексов специфические особенности: обогащение относительно N-MORB Rb, Ba, резко выраженные отрицательные Nb аномалии в рисунке спектров.

Проведенное изучение характера распределения РЗЭ и РЭ по разрезу ЗПМ позволяет установить тонкие геохимические особенности его интрузивных фаз. Эти особенности можно использовать, например, для установления положения границы между первой и второй фазами, которую невозможно выявить за счет прямых геологических наблюдений в монотонной толще габброноритов центральной части массива. Если принять во внимание указанные различия в распределении РЗЭ и РЭ в породах нижней и верхней частей ЗПМ, зона контакта двух частей расположена на уровне между 2500 и 2750 м от подошвы массива, учитывая, что общая мощность ЗПМ составляет около 4000 м.

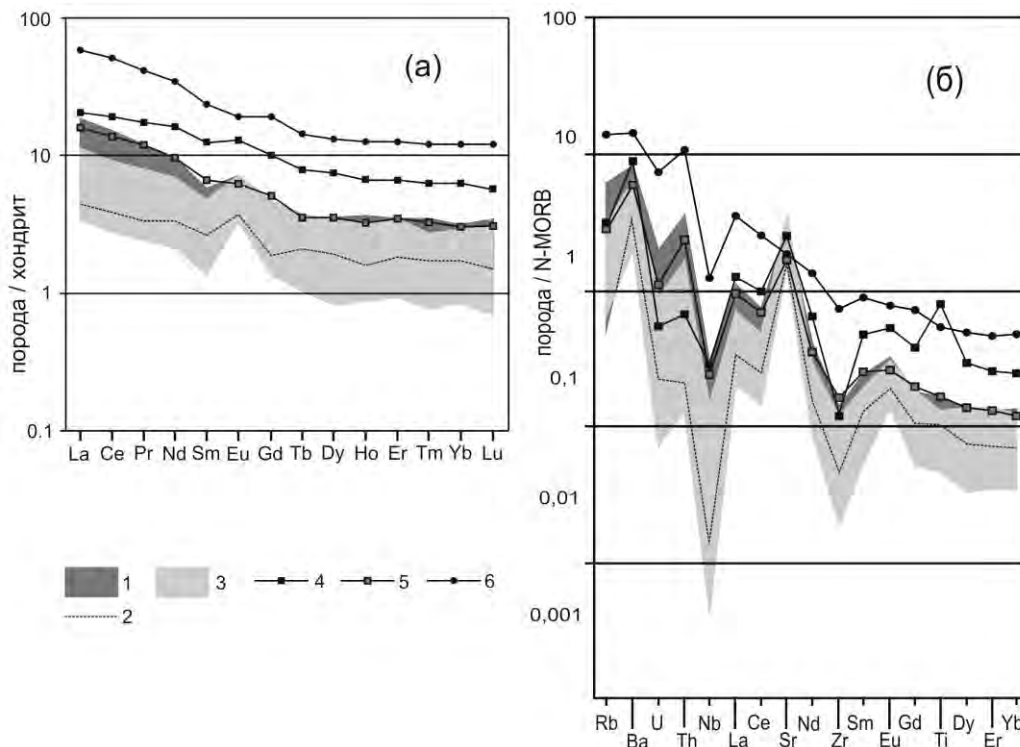


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ (а) и РЭ (б) для пород Западно-Панского массива
 1 - породы нижней части ЗПМ; 2 - граница поля пород нижней части ЗПМ; 3 - породы верхней части ЗПМ; 4, 5 - магнетитовые габбро; 6 - дайка метагаббродолеритов. Нормализующие факторы: хондрит по [10]; N-MORB по [12]

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00061а.

Литература

1. Богатиков О.А., Богина М.М., Бубнов С.Н. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1. Магматизм и геодинамика - главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.
2. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
3. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
4. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. // Доклады РАН, Т. 427, № 5, 2009. С. 669-673.
5. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр // Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 315 с.
6. Нивин В.А., Корчагин А.У., Новиков Д.Д., Рундквист Т.В., Субботин В.В. // Глубинный магматизм, его источники и связь с плюмовыми процессами. Труды IV международного семинара. Улан-Удэ – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. С. 222-240.
7. Bayanova T., J. Ludden, F. Mitrofanov // *Plaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*, Geological Society Special Publication No. 323, Publ. Geological Society, London, 2009. P. 165-198.
8. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. // Вестник Кольского научного центра РАН, №1, 2012. С. 55-66.
9. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П. и др. // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометаллических месторождений северной части Фенноскандинавии. Результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North - TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы - основа устойчивого развития Севера» (Россия - Финляндия - Швеция). - Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. Выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 12-32.
10. McDonough W.F., Sun S.-s. // *Chemical Geology*, 120, 1995. P. 223-253.
11. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007, 403 с.
12. Hoffman A.W. // *Earth Planet Sci. Lett.*, V. 90, 1988. P. 297-314.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ БЕЛОМОРСКИХ КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ

А.М. Ручьев

(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ruchyov@krc.karelia.ru)

Связь процессов изменения текстурно-структурных особенностей, химического и минерального состава горных пород со сдвиговой деформацией рассматривается на примере парагнейсов чупинской свиты беломорид. Их разновидности, классифицируемые на основе физико-химических представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации (рис. 1), – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9-1,75 млрд лет назад) эндогенного изменения относительно однородных по составу граувакк протолита [1].

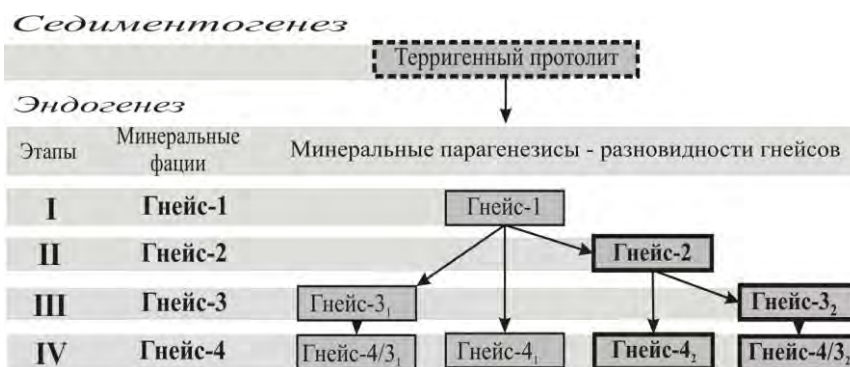


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов чупинской свиты. Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $Gr^{26\pm 10} + Bt_{37\pm 4} + Pl + Qtz \pm Gr + \text{рудный}$; гнейс-2 – $Ky + Gr^{30\pm 9} + Bt_{38\pm 4} \pm Kfs (Or) + Pl + Qtz \pm Kln \pm Ill \pm Gr + \text{рудный}$; гнейс-3₂ – $Ky + Gr^{23\pm 4} + Bt_{39\pm 4} + Pl + Qtz \pm Kln \pm Ill \pm Gr + \text{рудный}$; гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂ – $Ky \pm Gr^{18\pm 4} \pm Kfs + Ms + Bt_{46} + Pl + Qtz \pm Gr + \text{рудный}$. Символы минералов: *Bt* – биотит, *Grt* – гранат, *Qtz* – кварц, *Ky* – кианит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Or* – ортоклаз, *Pl* – плагиоклаз, *Ms* – мусковит, *Kln* – кандиты; *Ill* – «иллиты» (пояснения в тексте); *Gr* – графит; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение.

Гнейсам второй-четвертой фаций свойственны следующие принципиально важные общие черты.

1. Новообразованными минеральными парагенезисами маркируются элементы субплоскостной анизотропии пород, сформированной в результате сдвиговых деформаций [2, 3].
2. Гнейсы и их протолиты различны по химическому составу (рис. 2), что указывает на флюидный инфильтрационный массоперенос как фактор петрогенеза.
3. Выявляются признаки процессов, сочетание которых наиболее точно отражает определенный ранее [4] термин «стресс-метаморфизм».

Третья особенность, наименее изученная, но наиболее интересная во многих отношениях, в том числе и классификационном, рассматривается на материалах

исследования гнейса-2, прежде традиционно считавшегося продуктом регионального динамо-термального высокobarического метаморфизма кианитового типа.

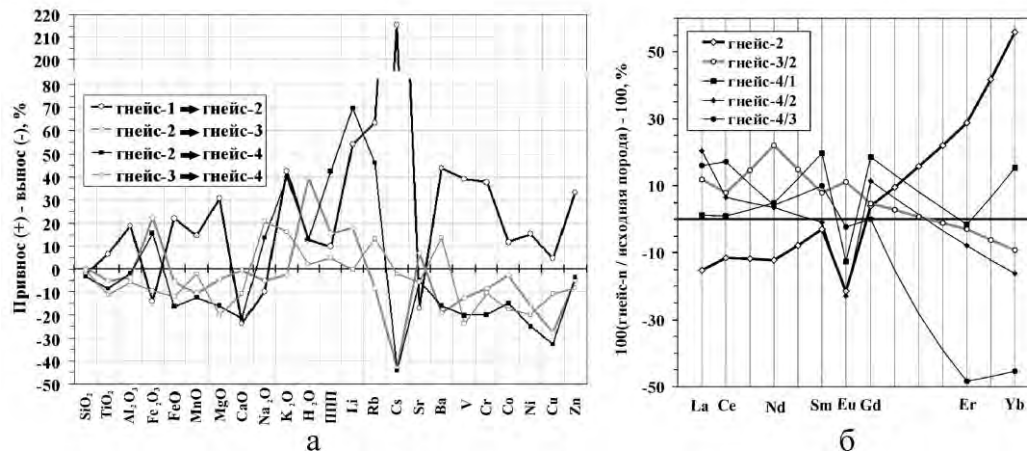


Рис. 2. Относительное изменение химического состава гнейсов при метаморфизме.

а – оценка оксидно-объемным методом В. Линдгрена [5]; б – прирост (положительные значения ординат) и вынос редкоземельных элементов при развитии различных разновидностей гнейсов (в процентах к содержанию в исходной породе) [6]

Гнейс-2 – макроскопически гетерозернистая неяснополосчатая, отчетливо сланцеватая порода с микроскопически различной полосчатой текстурой: на лепидогранобластовом фоне выделяются микрозернистые нематобластовые полиминеральные с упорядоченно ориентированными кристалликами кианита субплоскостные зоны, отвечающие новообразованной сланцеватости. Среди маркирующих эту сланцеватость микрокристаллических фаз в ассоциации с кианитом обнаружены слоистые силикаты алюминия [3]. Одни из них химически соответствуют кандитам – минералам группы каолинита: каолиниту, диккиту, накриту; анокситу; аллофану; галлуазиту-10Å и -7Å (метгаллуазиту). Другие, отличаясь от кандитов содержанием кремния, алюминия, кислорода, наличием натрия, кальция, железа (каждого элемента – не более процента), калия (от долей до 3, редко – до 5,5 масс. %), близки по составу к иллиту, триоктаэдрическому иллиту, гидрослюдам. Далее они собирательно и условно именуется «иллитами».

Образование кианитового минерального парагенезиса гнейса-2 (рис. 1, подпись) при *TP*-параметрах кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации (усредненные значения: $T_2 = 705$ °C, $P_2 = 9,4$ кбар) и инфильтрационном флюидном массопереносе – наиболее значимый по объему переработанного вещества протолита (гнейса-1) и региональному характеру проявления процесс в истории формирования пород чупинской свиты.

Наличие в гнейсе-2 реликтов гнейса-1, отвечающих преимущественно температурным условиям кианит-мусковит-биотитовой фации [6], свидетельствует, что кондуктивный тепловой поток и литостатическое давление сами по себе не приводили к метаморфизму.

Судя по локализации кианита, он зарождался внутри изначально субплоскостных зон деструкции (рассланцевания, милонитизации) пород – новообразованных элементов многочисленных сдвиговых структурных парагенезисов гнейса-2 [3]. Каждый из них –

продукт самостоятельной фазы деформации. На изученных участках выявлено от 75 до 100 фаз сдвиговой деформации гнейсовой толщи, отвечающих второму этапу эндогенеза.

Многokратная разрядка девиаторных напряжений в породе способствовала ее перестройке. Возникновение сдвиговых систем субплоскостных зон деструкции гнейса сопровождалось отмечавшимися ранее [4 и др.] специфическими физическими и химическими процессами – важными факторами минеро-, петрогенеза, а также знаменовало начало инфильтрации флюида. Поступление флюида вело к обогащению гнейса рядом химических компонентов, в том числе алюминием (рис. 2), с участием которого кристаллизовались новые минеральные виды.

Кандиты и «иллиты», нередко вместе с кианитом, наблюдаются во включениях в гранате, иногда более ранних, чем кианитовые включения на периферии тех же зерен граната. Чередование генезиса «глинистых» минералов и кианита, наличие нескольких их генераций, а также сложная зональность граната, отражающая циклические вариации PT -параметров от «фоновых», характерных для гнейса-1, до экстремальных, свойственных гнейсу-2, – признаки «пульсационной» изменчивости условий метаморфизма. Все это хорошо согласуется с фактическими данными, свидетельствующими о полифазной деформации горных пород. Отсутствие в гнейсе-2 метафаз кандитов, кремниевой шпинели, муллита показывает, что температура не превышала 800 °С, и кандиты могли подвергаться обратимым изменениям (де-, регидратации), ведущим к образованию упорядоченного каолинита.

Особенности совместного и нередко субсинхронного формирования в одной и той же среде близких по элементному составу кианита, кандитов и «иллитов» вполне объяснимы с привлечением сведений [8] об энергетической плотности (E_v) минералов. В условиях диссипации энергии, «освобождавшейся» при разрядке девиаторных напряжений в гнейсе, периоды кристаллизации весьма высокоэнергетического кианита ($E_v=107$ кДж/см³) были более ранними и менее длительными, чем у слоистых силикатов алюминия. Последние, имея меньшую энергоплотность (каолинит – $E_v=89$ кДж/см³), формировались несколько позднее, но в большем объеме горной породы, ставшей после деформации проницаемой для флюида.

Таким образом, есть основания полагать, что именно сдвиговая деформация гнейса обусловила саму возможность метаморфизма, а связанные с ней энергетические эффекты были одной из его движущих сил.

При изменении состава породообразующих минералов (биотита, плагиоклаза и др.) механизм химического замещения, вероятно, был задействован, однако для гнейса-2 не типичны черты, свойственные метасоматитам (зональность, закономерное изменение числа минеральных фаз, отчетливо выраженные структурные признаки замещения). С учетом этого, а также предполагаемого влияния на петрогенез синдеформационных физических и химических процессов, специфика условий образования гнейса-2 была охарактеризована как аллохимический стресс-метаморфизм с оговоркой, что термин «метаморфизм» употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования горных пород в твердом состоянии [3]. Метасоматоз рассматривался как один из возможных механизмов взаимодействия породы и флюида, инфильтрация которого в данном случае являлась фактором метаморфизма.

В Петрографическом кодексе [9] понятие «стресс-метаморфизм» отсутствует, а словосочетание «аллохимический метаморфизм» не рекомендуется, так как из-за его применения «... полностью стираются различия между метаморфическими и метасоматическими породами, становятся расплывчатыми критерии петрогенеза и металлогенической специализации этих разнотипных образований» [9, с. 56]. Точка зрения, отраженная в кодексе («В общем случае метаморфизм – процесс субзохимический...» [9,

с. 53]), не является единственной, и, кроме того, ее обоснованность оставляет желать лучшего. Даже в тексте кодекса, «столь важного регламентирующего документа в области петрографии» [9, с. 9], имеются неопределенности и явные противоречия. Например, с утверждением, что при метаморфизме система является односторонне открытой, теряющей, но не приобретающей вещество извне, не согласуется высказывание о связи повторного метаморфизма с поступлением новой порции флюида [9, с. 53]. Допущение возможности «незначительного» изменения состава протолита при метаморфизме приводит к «расплывчатости» главного классификационного критерия из-за субъективности и произвольности истолкования определения «незначительный». Все это заставляет задуматься о корректности подхода к выделению типов метаморфических и метасоматических пород лишь на основе оценки изменения химического состава протолита в процессе его переработки. Очевидна необходимость пересмотра и уточнения представлений, изложенных в пятой и шестой главах кодекса [9].

Пример гнейса-2 показывает, что природным объектам могут быть присущи признаки одновременности и пространственной совмещенности тех процессов преобразования горных пород, которые сейчас искусственно разделяются и противопоставляются действующей версией кодекса. Возможно, отказ от постулирования мнения об изохимичности метаморфизма приведет к созданию более адекватной классификации образований, относимых ныне к метаморфическим и метасоматическим.

Сдвиговая по своей физической сущности деформация горных пород, обусловленная ориентированным давлением (стрессом), сопровождается процессами [4 и др.], специфика которых позволяет рассматривать их в качестве эффективных факторов метаморфизма. Сдвиговый механизм деформации чрезвычайно широко проявлен в различных природных условиях и является, скорее всего, главным в комплексах пород, испытавших эндогенные преобразования. Не вызывает сомнения, что при их целенаправленном изучении признаки стресс-метаморфизма будут обнаружены во многих геологических объектах. В классификационном аспекте представляются целесообразными выделение соответствующего класса метаморфических образований, а также разработка исчерпывающих определений и идентификационных критериев горных пород, которые могут быть к нему отнесены.

Литература

1. Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 12-25.
2. Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 65-87.
3. Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 13-27.
4. Чиков Б. М. // Геология и геофизика. № 9. 1992. С. 3-38.
5. Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 47-58.
6. Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 99-106.
7. Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 82-88.
8. Зуев В. В. Энергоплотность, свойства минералов и энергетическое строение Земли. СПб.: Наука, 1995. 128 с.
9. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕАРХЕЙСКОЙ АНДЕЗИТ-ДАЦИТ-РИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕЙ ТОЛЩИ ЛЬГОВСКО-РАКИТНЯНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)

М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков

(Воронежский государственный университет, Воронеж, maximm.r@gmail.com)

Введение. В юго-западной части Воронежского кристаллического массива в пределах Орловской, Курской и Белгородской областей широко развиты позднеархейские метавулканогенно-осадочные образования, слагающие Льговско-Ракитнянский (Белгородско-Михайловский) и Орловско-Тимской зеленокаменные пояса Курской (КМА) гранит-зеленокаменной области [1,2]. Их формирование связывается с внутриконтинентальным рифтогенезом на раннеархейском гранито-гнейсовом основании [3]. Наиболее изученным из них является Льговско-Ракитнянский пояс, сложенный преимущественно метатолитами и вмещающий уникальные железорудные месторождения палеопротерозойского возраста [4]. В его строении выделяются нижняя коматиит-толеитовая (александровская свита михайловской серии) и верхняя андезит-дацит-риолитовая (лебединская свита михайловской серии) толщи. Установлено, что формирование коматиит-толеитовой ассоциации нижней толщи связано с высокой степенью плавления деплетированных мантийных и нижнекоровых пород на относительно малых глубинах в сходном температурном режиме [5].

Нами исследованы метавулканы андезит-дацит-риолитовой (АДР) ассоциации верхней толщи центральной части Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (Южно-Реутецкий участок). Район исследований располагается в зоне сочленения Михайловской, Белгородской и Суджанской ветвей Льговско-Ракитнянского пояса, в месте пересечения Волчановско-Шаблыкинской системы разломов северо-западного простирания субширотным трансблоковым Суджанским разломом. Область пересечения фиксируется мощным узлом позднеархейских магматогенных образований.

Геохимическая характеристика метавулканитов АДР - ассоциации. Метавулканы верхней толщи представлены биотит-амфиболовыми и преобладающими кварц-слюдисто-полевошпатовыми сланцами, часто с реликтами порфировых вкрапленников плагиоклаза и кварца. Реконструкция первичной природы показала принадлежность исследуемых образований к группе магматических горных пород [6]. В разрезе прослеживаются различные по составу потоки метавулканитов как с четкими резкими контактами, так и с постепенными переходами. В исследованном разрезе кислые метавулканы составляют 50%, средние – 40%, основные – 10 %. По химическому составу эти породы составляют базальт – андезит – дацит – риолитовую ассоциацию толеитовой серии. Незначительный объем базальтов позволяет идентифицировать данную серию как АДР – андезит – дацит – риолитовую.

Высокожелезистые низкоглиноземистые толеитовые базальты представлены средне-мелкозернистыми кварц-биотит-амфиболовыми сланцами с реликтовой плагиопорфировой структурой, слагающими прослой мощностью до 20 м среди кислых метаэффузивов. Содержание MgO в них составляет 4,68 – 4,80 мас.%, показатель магнезиальности 38-45. Характерной особенностью метатолитов верхней толщи является отчетливо фракционированный спектр распределения РЗЭ, обогащенный группой легких (La/Sm)_n=3,3-3,5, (La/Yb)_n=10,4-11,4 с превышением хондритового уровня тяжелыми РЗЭ в 10 раз, легкими в 100 раз и слабо проявленным европиевым минимумом Eu/Eu*=0,7-0,9. На мультиэлементной диаграмме составы метатолитов характеризуются наиболее ярко

проявленным Nb – минимумом и слабо выраженными Sg и Zr отрицательными аномалиями при полого наклонном спектре распределения. *Андезиты* представлены кварц-слюдисто-полевошпатовыми сланцами с реликтами порфиroidных выделений плагиоклаза и, реже, кварца, облекаемых мелкозернистыми чешуйчатыми агрегатами биотита и мусковита, слагающими прослойки мощностью первые десятки метров. Магнезиальность андезитов составляет 34- 38. Спектр распределения РЗЭ схож с толеитами верхней толщи – обогащенность легкими РЗЭ $(La/Sm)_n=2,9-5,1$, $(La/Yb)_n=5,7-19,6$ при незначительном дефиците европия $Eu/Eu^*=0,7-0,8$. На мультиэлементной диаграмме отчетливо фиксируется Nb – минимум. От метатолеитов верхней толщи метаандезиты отличаются более ярко проявленным обогащением группой легких РЗЭ. *Дациты* представлены слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами с порфиробластами кварца и плагиоклаза, слагающими потоки мощностью первые десятки метров. Магнезиальность составляет 31 – 33. В этих породах также прослеживается обогащение группой легких РЗЭ - $(La/Sm)_n=5,8-6,2$, $(La/Yb)_n=10,4-11,4$, при слабо проявленном европиевом минимуме $Eu/Eu^*=0,8-0,9$. *Риодациты* представлены слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами с реликтами порфиroidных выделений кварца и плагиоклаза. Магнезиальность составляет 35 - 41. В риодацитах обогащение легкими РЗЭ проявлено в еще большей степени, чем в дацитах - $(La/Sm)_n=4,9-6,4$, $(La/Yb)_n=14,1-18,1$, дефицит европия достигает 0,5. На мультиэлементной диаграмме фиксируются Nb, Sg и Ti минимумы. *Риолиты* представлены слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами с реликтами порфиroidных выделений кварца и плагиоклаза. Биотит преобладает над мусковитом. Слагают потоки мощностью 20-40 м. Магнезиальность метариолитов составляет 31 -41, содержания кремнезема достигают 70 мас. %. По общему содержанию РЗЭ выделяются две группы пород: в риолитах интервала 393,2-436,2 м и 568,7-609,1 м скважины 3538 концентрации РЗЭ в 4 – 5 раз превышают концентрации лантаноидов в риолитах интервалов 512,4-536,6 м и 557,6-568,7 м той же скважины. Обе группы характеризуются максимальным, для описываемой толеитовой БАДР – ассоциации, обогащением группой легких РЗЭ: в метариолитах с высоким содержанием РЗЭ $(La/Sm)_n=5,7-6,4$, $(La/Yb)_n=19,2-30,2$, при незначительном ($Eu/Eu^*=0,8$) дефиците европия; в риолитах с относительно низким содержанием РЗЭ $(La/Sm)_n=5,4-6,7$, $(La/Yb)_n=2,38-30,3$ с незначительной отрицательной аномалией европия ($Eu/Eu^*=0,8$). На мультиэлементной диаграмме отмечается деплетация Nb.

Петрогенезис исходных вулканитов АДР - ассоциации. Характерной петрогеохимической особенностью описываемой толеитовой базальт-андезит-риолит-дацитовой серии в целом является уменьшение от основных к кислым разновидностям концентраций титана, железа, магния, кальция при возрастании калия и практически неизменных содержаниях глинозема и натрия. Подобные соотношения петрогенных компонентов характерны для базальтоидных дифференцированных серий, сформировавшихся при фракционировании оливина и клинопироксена. Нарастающее к кислым дифференциатам обогащение группой легких РЗЭ также свидетельствует о фракционировании оливин-клинопироксеновой ассоциации, слабые отрицательные аномалии европия свидетельствуют о незначительной вовлеченности плагиоклаза во фракционирование, что подтверждается результатами моделирования в «Comagmat 3.72». Спектр мультиэлементной диаграммы, с характерным для всей БАДР-ассоциации ниобиевым минимумом, отвечает базальтоидам надсубдукционных обстановок, наиболее соответствуя островодужным толеитовым базальтам по (Sun, 1980), однако принадлежность пород толеитовой серии накладывает ограничения на применение геодинамических условий с формированием значительных объемов известково-щелочных расплавов. Моделирование также показало невозможность образования ни одного из дифференциатов АДР – ассоциации верхней толщи в результате кристаллизационной дифференциации

расплавов, отвечающих по составу породам коматиит-толеитовой ассоциации нижней толщи. В качестве наиболее вероятного субстрата для образования исходных расплавов вулканитов верхней толщи нами рассматривается раннеархейский гранито-гнейсовый комплекс обоянский серии. Сравнение составов пород АДР – ассоциации с гнейсами обоянской серии и позднеархейскими плагиогранитами салтыковского комплекса показывает наибольшую сходимость состава предполагаемого субстрата с риодацитами верхней толщи.

Заключение. Таким образом, совокупность геологических и геохимических данных позволяет предположить, что формирование позднеархейских вулканитов андезит-дацит-риолитовой ассоциации верхней толщи Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса Курской ГЗО могло быть связано с частичным плавлением раннеархейского гнейсового основания тепловым потоком воздымающегося мантийного диапира на заключительных этапах развития гомодромной мантийно-коровой магматической системы во внесубдукционных обстановках внутриконтинентального рифтогенеза.

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. Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н., Левин В.Н. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА // Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. – 176 с. 2. Крестин Е.М. // Докл. АН СССР, 1978. Т. 242. С. 412-415. 3. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. // Геотектоника, 1997. №3. С. 21-30. 4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) // – Воронеж: Из-во Воронеж. ун-та, 2004.- 448с. 5. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. // Материалы IX Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 60-летию Геологического института КНЦ РАН «Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона». 1-4 апреля 2012, г. Апатиты. С. 177-181. 6. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 73-75.

ГРАНАТОВЫЕ АМФИБОЛИТЫ В ПОДОШВЕ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

А.В. Рязанцев¹, А.В. Скобленко¹, Н.В. Зайцева²

(¹Геологический институт РАН, Москва, avryazan51@mail.ru; ²Московский государственный университет, Москва)

В Сакмарском аллохтоне Южного Урала и в Присакмаро-Вознесенской зоне (ПВЗ), которая является корневой для этого аллохтона, распространены метаморфические породы. Они слагают тектонические пластины, располагающиеся структурно ниже дунит-гарцбургитового комплекса офиолитов, или слагают блоки в серпентинитовом меланже. "Метаморфическая подошва" присутствует в основании Кемпирсайского и Хабаровинского офиолитовых массивов в Сакмарском аллохтоне. В ПВЗ, которая отождествляется с Главным уральским разломом (ГУР), метаморфические породы подстилают Чингизовский офиолитовый массив на широте Баймака. Орто- и параметаморфические породы данного структурного уровня принадлежат разным фациям метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой. В ряде мест отмечаются реликты эклогитового [1; 2] и гранулитового [3] парагенезов.

Чингизовский офиолитовый массив представляет один из аллохтонов в пакете тектонических покровов к востоку от зоны Уралтау. Структурно выше максютковского

эклогит-глаукофансланцевого комплекса зоны Уралтау залегают тектонические пластины, сложенные серпентинитовым меланжем, верхнеордовикскими островодужными вулканитами, раннедевонским (пражским) дайково-эффузивным комплексом, состав пород которого соответствует N-MORB, амфиболитами. Разрез офиолитов представлен полным набором комплексов и венчается раннедевонскими дайками и эффузивами, сформированными в надсубдукционной обстановке доостроводужного спрединга (баймак-бурибайский комплекс).

"Метаморфическая подошва" Чингизовского массива имеет мощность 50-150 м. В разрезе преобладают полосчатые амфиболиты, реже гранатовые амфиболиты и биотит-гранатовые гнейсы. Метаморфические породы прорваны серией горнблендитовых жил. В некоторых амфиболитах в шлифах установлен шлик с цирконами, что позволяет предполагать присутствие в разрезе метаосадочных пород. Гранатовые амфиболиты характеризуются порфиробластовой микроструктурой, обусловленной наличием крупных (до 1,5 мм и более) ксеноморфных выделений граната (~ 30% породы), которые разбиты трещинами, заполненными хлоритом. Основная ткань пород сложена амфиболом, плеохроирующим в коричневых тонах, а также плагиоклазом. В редких случаях присутствуют мелкие (~ 0,1 мм) кристаллы клиноцоизита. Данная ассоциация составляет ~ 70% породы. В зернах граната, а также среди минералов основной ткани присутствуют реликтовые кристаллы моноклинного пироксена (до 0,2 мм), при этом пироксен частично замещается амфиболом. Акцессорные минералы пород представлены апатитом и цирконом.

Гранаты характеризуются слабой химической зональностью, выраженной в уменьшении Mg и Ca компонентов от ядра к периферии и в увеличении Fe^{2+} минала в этом же направлении. Это обусловлено, вероятно, ростом центральной части граната за счет моноклинного пироксена существенно диопсидового состава, в то время как периферийная зона граната формировалась за счет амфибола, по составу отвечающего эдениту. Ассоциация $Grt (Alm_{47}Pyr_{18}) + Cpx (Di) + Pl (An_3)$ соответствует пику метаморфизма и отвечает гранулитовой фации метаморфизма с $T^{\circ}C=900^{\circ}$ для среднего давления, принятого в 10 кбар. Понижение температуры и давления приводит к образованию гранат-амфибол-плагиоклазового парагенеза ($Grt (Alm_{53}) + Pl (An_{40}) + Ed \pm Czo$). Параметры ($T^{\circ}C=700^{\circ}$; $P=7$ кбар) соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма. Более поздние ретроградные изменения выражены в развитии плагиоклаза, хлорита, а также светло-зеленого амфибола (актинолита(?)).

Жильные горблендиты имеют массивную текстуру и средне-крупнозернистую структуру. Породы сложены идиоморфными кристаллами коричневого амфибола. Среди второстепенных минералов можно выделить плагиоклаз, развивающийся в интерстициях между кристаллами амфибола, и сфен, размеры которого нередко превышают 0,5 мм. Также в горнблендитах присутствует большое количество зерен апатита. В целом, микроструктура пород имеет магматический облик.

Состав амфиболов в горнблендитах отвечает ряду эденит-паргасит с содержанием $TiO_2^{IV}=0,16-0,47$. Амфиболы характеризуются повышенной щёлочностью ($\Sigma K_2O + Na_2O = 0,69-1,02$) и высоким содержанием Al_2O_3 ($\Sigma Al^{IV} + Al^{VI} = 1,98-2,55$). Кислый плагиоклаз (An_{1-2}) развивается между кристаллами амфибола и присутствует в виде включений в сфене. Он, вероятно, образован за счет раскисления изначально основного плагиоклаза, типичного для парагенетической ассоциации горнблендитов. Освободившийся при деанортитизации Ca обусловил образование актинолитовой каймы вокруг эденита-паргасита. По трещинам спайности амфибола развивается светло-зеленый хлорит, имеющий состав пикнохлорита и диабантита.

Севернее, в структуре ПВЗ (ГУР), гранатовые амфиболиты слагают блок (~100 м) в меланже к западу от дер. Ишкильдино на широте Магнитогорска. Блок располагается к

востоку от выходов максютовского комплекса зоны Уралтау. Восточнее и структурно выше залегает тектоническая пластина, сложенная базальтами дергаишской свиты (S_I), углеродисто-кремнистыми сланцами сакмарской свиты (S_I-D_{I1}), кремнями (D_{I-3}), гаувакками (D_{3fm}). Восточнее, за тектоническим контактом обширные поля занимают островодужные комплексы (D_{I-3}), которые местами подстилаются нижнедевонскими известняками.

Гранатовые амфиболиты содержат тонкие (0,5-2 см) мигматиты. В амфиболитах выделяются 2 типа гранатов. К 1-му типу относятся крупные сильно раздробленные гранаты (400-500 μm), которые по трещинам изменены и имеют блоковое строение, однако реликтовая зональность четко прослеживается по оставшимся блокам. Гранаты 2-го типа также сильно раздроблены, зональность в них проявлена очень слабо. В мелких (до 100 μm) гранатах зональность отсутствует.

Гранаты относятся к гроссуляр-альмандиновому ряду. Содержание железа от ядер к периферии зерен уменьшается с 1,57 до 1,36 мольных долей, марганца – от 0,15 до 0,11, содержание магния возрастает от 0,29 до 0,32, а кальция от 0,98 до 1,1 мольных долей.

Гранаты 1-го типа фиксируют рост температуры от 590 до 650°C. Температуры образования гранатов 2-го типа 410-490°C. Результаты расчетов давления показали два тренда метаморфизма. В одном (для гранатов 1-го типа) давление резко снижается от 12 до 9 кбар, а во втором (для гранатов 2-го типа) оно увеличивается от 9-10 кбар до 9,5-12 кбар. Т.О., по соотношениям главных фациальных параметров – Т и Р устанавливаются два этапа метаморфизма. Ранний этап протекал с ростом температуры и падением давления ($+dT/-dP$), на позднем этапе происходил рост как температуры, так и давления ($+dT/+dP$). В обоих случаях метаморфизм характеризуется правосторонними траекториями эволюции РТ условий (clockwise), т.е. протекал в конвергентных обстановках.

Для первого этапа метаморфизма геотермический градиент ($+dT/-dP$)=7,4°C/км. Подобные низкоградиентные условия соответствуют метаморфизму погружающихся в зонах субдукции пластин океанической коры и соприкасающихся с ними участков континентальной коры по А. Мияширо [4]. На втором этапе метаморфизма геотермический градиент ($+dT/+dP$) составлял 19,7°C/км.

Состав гранатовых амфиболитов соответствует пикробазальтам и базальтам, в отдельных пробах андезибазальтам с натриевым, редко калий-натриевым типом щелочности. Породы принадлежат толеитовой серии с $(\text{La}/\text{Yb})_n=0,8-1,2$ и распределением редких элементов на диаграммах порода/хондрит на уровне 11-12 хондритов. На мультиэлементных диаграммах порода/примитивная мантия распределение элементов соответствует графикам E-MORB с незначительными понижениями Nb, с яркими отрицательными аномалиями Sr и Zr. На дискриминационных диаграммах Th-Zr/117-Nb/16 точки попадают в поля OIB и E-MORB. Амфиболиты по составу имеют сходство с аналогичными породами в подошве Хабаровинского массива [5]. По особенностям состава жильные горнблендиты очень похожи на амфиболиты, состав которых отвечает пикробазальтам и базальтам.

Из амфиболитов, подстилающих Чингизовский офиолитовый массив нами выделены цирконы, по которым U/Pb методом (SHRIMP II) получен конкордантный возраст 408,9±3 млн. лет. Из амфиболитов, содержащих лейкосому, в районе Ишкильдино конкордантный возраст цирконов равен 395±5,8 млн. лет [6]. Это значение, по-видимому, характеризует возраст образования лейкосомы в амфиболитах при их частичном плавлении на стадии второго этапа метаморфизма. Для ядер цирконов в этих пробах, имеющих метаморфические текстуры, значения реликтового возраста равны 413-470 млн. лет.

Основные значения возраста гранулитового и амфиболитового метаморфизма для пород района Хабаровинского массива укладываются в диапазон 408-428 млн. лет, но

отмечаются значения 390-397 млн. лет. Возраст цирконов из кварц-полевошпатовой лейкосомы равен ~390 млн. лет [Пушкарев и др., 2009]. Здесь отмечаются реликтовые ордовикские возраста цирконов ~ 461 млн. лет. Для горнблендитов в районе Хабаровинского массива по цирконам получен возраст 407 ± 9 млн лет (TIMS) [3].

Возраста описанных метаморфических пород частично перекрываются со значениями возраста прогрессивного метаморфизма максютовского комплекса, из которых преобладает интервал 411-375 млн. лет [7; 8 и др.]. Высокобарические гранатовые пироксениты, находящиеся в меланже вместе с гранатовыми амфиболитами на севере ПВЗ, имеют возраст 417-400 млн. лет [9]. Формирование разнообразных метаморфических пород можно связать с зоной субдукции, над которой, начиная с эмса (~ 407 млн. лет) развивалась Магнитогорская островная дуга [10]. Нестационарное развитие этой субдукционной системы фиксируется, начиная с ордовика [11]. С зоной субдукции связывается формирование мафит-ультрамафитового восточно-хабарнинского плутонического комплекса с возрастом 411-415 млн. лет [3].

Метаморфизм и магматизм на границе силура и девона нами, как и Е.В. Пушкаревым с соавторами [3], связывается с нарушением стабильного развития ордовикско-силурийской зоны субдукции, внедрением мантийного диапира в область «астеносферного окна», образовавшегося в результате отрыва слэба.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ №10 РАН, РФФИ, проекты 11-05-00011, 12-05-00844

Литература

1. Савельева Г.Н., Шараськин А.А., Савельев А.А. и др. // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука. 1998. С. 93-117
2. Бекмухаметова З. А. // Известия академии наук Республики Казахстан. Сер. Геол. № 6. 2007. С. 4-18.
3. Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др. // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2009. С. 125-132
4. Miyashiro A. // Tectonophysics. 1973. V. 17 (3). P. 241-254.
5. Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. // ДАН. 2007. Т. 412. № 1. С. 93-98.
6. Рязанцев А.В., Белова А.А. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2010. Т.2. с. 62-63.
7. Ленезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 109-125.
8. Glodny, J., Bingen B., Austrheim H. et al. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66, P. 1221-1235.
9. Пушкарев Е. В. , Рязанцев А. В. , Третьяков А. А. и др. // Литосфера, 2010, № 5, с. 101-133.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
11. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49-78.

ВОЗРАСТ ВЫСОКОГРАДИЕНТИТНОГО МЕТАМОРФИЗМА ЧЕЧЕКСКОЙ ГРАНИТОГНЕЙСОВОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

И.А. Савинский, В.Г. Владимиров

(Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск,
ilya.savinskiy@gmail.com)

Чечекская гранитогнейсовая структура расположена в юго-западном борту Иртышской свдиговой зоны (ИСЗ), представляющей собой сложно построенный глубинный разлом шириной от 1,5 до 20 км, простирающийся в юго-восточном направлении по территории Восточного Казахстана, Китая и Монголии более чем на 1000 км.

Иртышский глубинный разлом ограничивает с северо-востока герцинские образования Обь-Зайсанского палеобассейна, разделяющего каледониды Сибирского и Казахстанского континентов. С юго-запада от Иртышской зоны (Калба-Нарымская структурно-формационная зона по [1-3]) залегают преимущественно карбонатно-терригенные

отложения кыстав-курчумской свиты (D_2gv), песчаники и черные сланцы такырской свиты (D_3-C_1). Они прорваны гранитоидами калбинского комплекса (Калбинский батолит). Непосредственно в сдвиговой зоне и в ее обрамлении широко проявлен кислый и базитовый синтетектонический магматизм Прииртышского комплекса [2-3].

Вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны и ее обрамления претерпели несколько тектоно-термальных эпизодов реактивации. Возраст раннего тектонического этапа оценивается в 280 млн. лет, а второго 272–265 млн. лет [4]. Оба периода реактивации ИСЗ характеризуются деформациями с левосторонней кинематикой [4]. С первым этапом, как правило, соотносят возраст синтетектонического магматизма и Калбинского батолита [4].

Для Иртышской сдвиговой зоны характерны блоки глубокометаморфизованных пород (Предгорненский, Согринский, Чечекский и др.), заключенные в матрикс бластомилонитизированных, реже милонитизированных, либо недеформированных пара- и ортосланцев, отвечающих по уровню метаморфизма породам зеленосланцевой фации [1].

Чечекская гранитогнейсовая структура входит в состав одноименного блока, вытянутого в юго-восточном направлении на 14 км при ширине около 7 км. Чечекский блок ограничен по периферии разломами, а гранитогнейсовая структура, расположенная в его центре, – бронируется габброидными телами, относящиеся к суровскому комплексу [2]. Последний представляет собой лополит, южные контакты которого погружаются на север с углами 40–50 градусов, а восточный и западный контакты – полого на восток. По данным бурения мощность чашеобразного габброидного тела достигает на севере 450 метров [3, 5].

Вдоль опорного разреза, пересекающего структуру и ее обрамление с северо-запада на юго-восток, были проведены дополнительные структурно-кинематические, парагенетические и термохронологические исследования. Было установлено, что в краевой части Чечекской гранитогнейсовой структуры происходит кардинальное изменение характера деформаций. При переходе от пород обрамления к краевой части гранитогнейсовой структуры деформации сдвигового генезиса сменяются пологими сбросами, выражающимися в форме межслоевого соскальзывания горизонтов биотит-роговообманковых гнейсов с пород основания. Складки межслоевого скольжения сопровождаются вязким будинированием как компетентных горизонтов Qtz-Pl-Hbl состава, так и пластичных существенно кварцевых прослоев. Наличие роговой обманки с плагиоклазом, двуслюдяные ассоциации указывают на условия метаморфизма выше зеленосланцевой фации. При переходе от краевой к центральной части в Чечекской гранитогнейсовой структуре начинают преобладать однородные породы, отвечающие по минеральному и химическому составу гранитоидам [3]. Наличие в породе граната, силлиманита (фибrolита) и кордиерита указывают на их коровое (первично осадочное) происхождение.

При пересечении центральной части Чечекской структуры в рельефе отчетливо проявляется куполообразная форма. Она обеспечивается гранитогнейсами, имеющих соответствующее залегание и «бронирующих» склон. Деформации пород либо отсутствуют, либо имеют пятнистый или послойный характер. В последнем случае они проявляются в виде структур течения в кварцевых лейкократовых прослоях и отвечают по кинематике взбросовым движениям. Наличие кварцевых гранобластовых и коронитовых структур вокруг граната (Рис.1), рудиментный характер деформаций указывают на продолжительный период теплового воздействия на породы, в процессе которого они подверглись перекристаллизации и частичному плавлению, а деформационные структуры были частично или полностью затусшеваны.

Для глиноземистых прослоев купольной структуры (обр.Э32, ассоциации Qtz+Pl+Kfs+Bt+Mu+Sil+Gr) был проведен микрорентгеноспектральный анализ состава минералов, оценка условий их кристаллизации (ПО Thermocalc, v.3.21) и

термохронологические изотопные исследования. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что поле устойчивости высокоглиноземистых парагенезисов из гранитогнейсов Чечекской структуры находится в интервале: $T=665-720^{\circ}\text{C}$, $P=4-6$ кбар, что отвечает верхней границе амфиболитовой фации и условиям выплавления средне обводненных кислых расплавов. Данные оценки РТ-параметров метаморфизма не противоречат геологическим наблюдениям.

Возраст метаморфизма оценивался методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Графики ступенчатого нагрева монофракции биотита показывают хорошее плато с возрастом закрытия изотопной системы 312.3 ± 2.9 млн. лет, что отвечает позднему карбону (рис.). Полученные цифры существенно отличаются от полученных ранее для бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны, когда были выделены два раннепермских тепловых импульса, синхронных с деформациями сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой: 283-276 и 272-265 млн. лет [4].

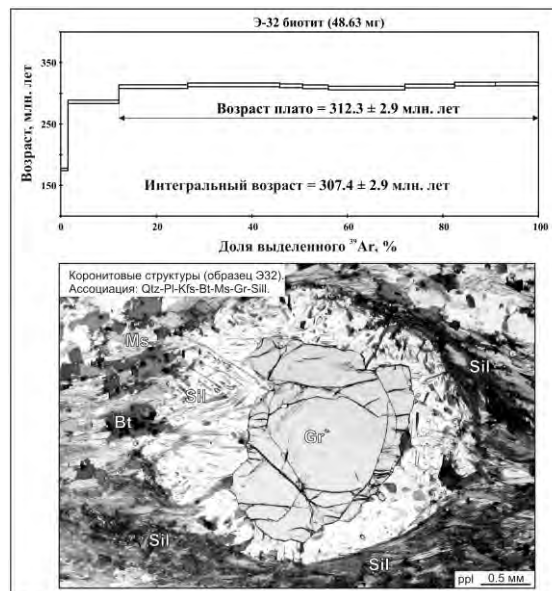


Рис. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования высокоглиноземистых горизонтов Чечекской гранитогнейсовой структуры (обнажение Э32, ИСЗ, Восточный Казахстан)

Проведенные исследования позволили непротиворечиво увязать комплекс данных, касающихся морфологии Суровского габброидного массива (лополит), времени куполообразования, кинематики деформаций и тепловых источников высокоградиентного метаморфизма (базитовый магматизм). Это позволяет утверждать, что до рубежа 312 млн. лет в пределах ИСЗ тектонические движения сдвигового генезиса отсутствовали. Иными словами, рубеж в 312 млн. лет является верхней границей аккреционно-коллизийных событий, имевших место вдоль Иртышской сутуры при закрытии Обь-Зайсанского палеобассейна.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-10.3), ПФИ СО РАН – ДВО РАН – УрО РАН (проект 77).

Литература

1. Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимова И.А. и др. // Геотектоника. 1984. № 4. С.61-74. 2. Кузубный В.Е., Ермолов П.В., Полянский Н.В. и др. // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С.4-38. 3. Марьин А. М. // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С.52-72. 4. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. // Геохимия. 2001. №12. С.1-5. 5. Юрченков Е.М. // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С.114-120.

ТОЧКИ ЭВТЕКТИКИ В ХИМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ $Mg_2SiO_4-SiO_2$ ПРИ ДАВЛЕНИИ 6 ГПа: КРИТИЧЕСКИЙ ВЗГЛЯД НА ИСТОЧНИКИ МАГМ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

О.В. Савчук¹, Д. Фрост¹, Р. Трённес²

(¹Bayerisches Geoinstitut, University of Bayreuth, Germany, oles.savchuk@gmail.com; ²Natural History Museum, University of Oslo, Norway, r.g.tronnes@nhm.uio.no)

Пироксениты, т.е. мафические горные породы с преобладанием кристаллов пироксена, нередко встречаются в ксенолитах, сформировавшихся из расплавах в литосферной мантии. По всей видимости, фракция пироксенитов весьма обильна и в астеносферной мантии, куда эти горные породы привносятся процессами субдукции океанической коры на конвергентных границах плит [1]. Конвекция мантии затем усложняет картину, образуя неоднородности мафических пород в ультраосновной перидотитовой мантии, в частности в регионах восходящих мантийных течений – зоны спрединга и океанические острова. Геохимия магматических эффузивных пород из основных тектонических обстановок (базальты срединно-океанических хребтов (*MORBs* – *mid-ocean ridge basalts*), океанических островов (*OIBs* – *oceanic island basalts*) и гигантские магматические провинции (*LIPs* – *large igneous provinces*)), по мнению исследователей [1], свидетельствует о привносе подобных пироксенитовых, с минимальным содержанием оливина, пород в мантийные источники базальтовых магм. Доскональное изучение процессов плавления подобных мафических составов крайне важно для понимания магматизма океанических островов [2].

Целью данной работы является исследование фазовых (твердое вещество/расплав) взаимоотношений в двойной $MgO-SiO_2$ и тройной $FeO-MgO-SiO_2$ химических системах по обе стороны простейшего (энстатит, $MgSiO_3$) модельного состава пироксена. Пионерские работы в данной системе были выполнены в научными группами в Японии и США [3, 4, 5]. Плавление перидотитовых пород, правда при более высоких давлениях, были выполнены коллегами и опубликованы [6]. Суть нашего подхода заключалось в исследовании фазовой диаграммы базовой, двойной, системы $Mg_2SiO_4-SiO_2$, и дальнейшем её усложнении при добавлении железа. Влияние фугитивности кислорода не учитывалось, и всё железо рассматривается как двухвалентное, FeO. Новаторство подхода также заключается в использовании металлической капсулы из рения с несколькими (до 5) полостями для образцов, что позволило проводить эксперименты с различными химическими составами при одной температуре (термические градиенты имели место быть, но серьезно не влияли на фазовые отношения). Серия высокотемпературных (~ 1930-2050 °C) /высокобарических (6 ГПа) экспериментов была проведена в многотонных прессах на множественных наковальнях (*multi-anvil apparatus*).

Образцы были приготовлены как смеси кристаллических порошков энстатитового ($MgSiO_3$), форстеритового (Mg_2SiO_4), кварцевого (SiO_2) и фаялитового (Fe_2SiO_4) составов в заданных пропорциях. Приготовленные таким образом порошки были загружены в полости рениевой капсулы 2 мм в диаметре; в одном эксперименте возможно было исследовать до 5 различных образцов. Взаимоотношения кристалл/расплав в образцах после проведенного

эксперимента изучались с помощью сканирующего микроскопа (*SEM – scanning electron microscopy*), химический состав образовавшихся закаленных расплавов получен на электронном микрозонде (*EMPA – electron microprobe analysis*).

Предварительная фазовая диаграмма по итогам серии экспериментов представлена на рисунке 1.

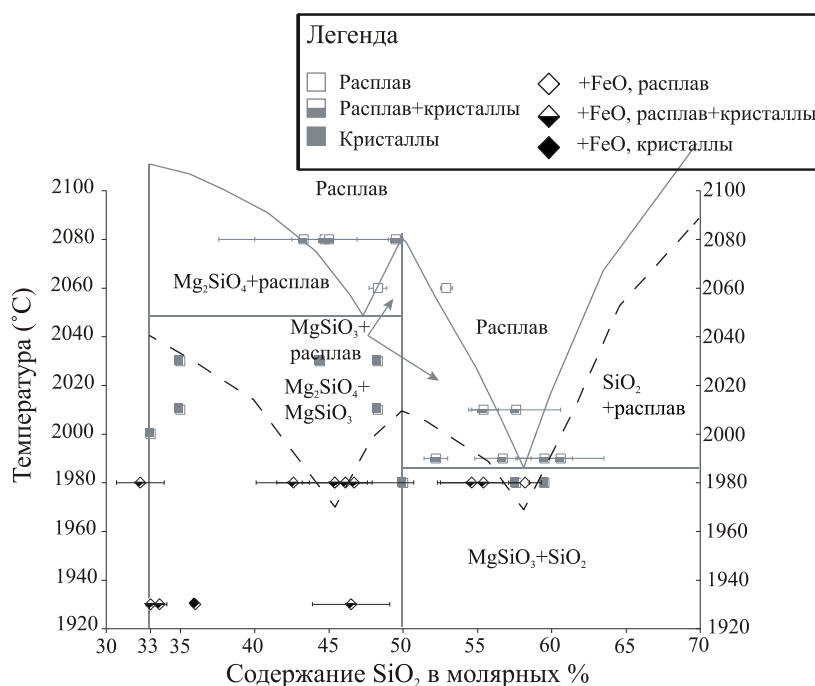


Рис. 1. Выявленная фазовая диаграмма в химической системе $Mg_2SiO_4-SiO_2$ при давлении в 6 ГПа.

Результаты подтверждают конгруэнтное плавление энстатита ($MgSiO_3$) при 6 ГПа. Районы энстатит/расплав на диаграмме пока остаются трудными для уточнения, т.к. температуры в этом интервале близки к точности измерения температуры (± 50 °C) в множественных наковальнях (*multi-anvil apparatus*) в принципе. Несколько экспериментов с железосодержащими образцами позволили обозначить границы содержания FeO, необходимого для начала плавления системы. Как и ожидалось, эффект добавления железа в двойную систему $Mg_2SiO_4-SiO_2$ заключается в снижении точки эвтектики. Основным достижением данной работы является уточнение фазовой диаграммы предшественников [4] в системе $Mg_2SiO_4-MgSiO_3$ и подтверждение существования точки в эвтектики при 6 ГПа в области $MgSiO_3-SiO_2$. Эта работа служит основанием для детальной термодинамической характеристики магматизма океанических островов.

Работа выполнена при поддержке Bayerisches Geoinstitut, University of Bayreuth, Germany.

Литература

1. Sobolev, A. V., A. W. Hofmann., D. V. Kuzmin, G. M. Yaxley, N. T. Arndt, S.-L. Chung, L. V. Danyushevsky, T. Elliott, F. A. Frey, M. O. Garcia, A. A. Gurenko, V. S. Kamenetsky, A. C. Kerr, N. A. Krivolutsкая, V. V. Matvienkov, I. K. Nikogosian, A. Rocholl, I. A. Sigurdsson, N. M. Sushchevskaya, and M. Teklay.// Science. 2007. 316(5823), 412-417
2. Kogiso, T., M. M., Hirschmann, and D. J. Frost.// Earth Planet. Sci. Lett. 2003. 216, 603-617
3. Dalton, J. A. and D. C.

Presnall // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. 61, 2367-2373 4. Kato, T. and M. Kumazawa // J. Phys. Earth. 1985. 33, 513-524 5. Presnall, D.C., Y.-H. Weng, C.S. Milholland, and M.J. Walter // Phys. Earth Planet. Inter. 1998. 107, 83-95 6. Trønnes, R.G. and D.J. Frost // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. 53, 233-245

ВЛИЯНИЕ ЩЕЛОЧНОХЛОРИДНЫХ КОМПОНЕНТОВ НА ВЗАИМНЫЕ ПЕРЕХОДЫ КАРБОНАТНЫХ И СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ В УСЛОВИЯХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

О.Г. Сафонов

(Институт экспериментальной минералогии РАН, Черногловка, oleg@iem.ac.ru)

Введение. Экспериментальные исследования показывают, что карбонатсодержащие перидотиты верхней мантии могут быть источниками магм, состав которых варьирует от базальтовых через нефелинитовые и мелилититовые (включая щелочные камафугитовые расплавы) к кимберлитовым [1-3]. Главной причиной столь широких вариаций состава магм являются взаимоотношения реакций декарбонатизации с солидусами систем перидотит- CO_2 [1]. При $>2.5\text{-}3.0$ ГПа на солидусе формируются карбонатные расплавы, которые с увеличением степени плавления постепенно переходят в кимберлитоподобные карбонатно-силикатные расплавы [4], указывая на генетическую связь карбонатитов и кимберлитов. Активная декарбонатизация при 2-3 ГПа приводит к очень резким переходам (в пределах $25\text{-}50^\circ\text{C}$) карбонатитовых расплавов в силикатные [2, 3, 5], объясняя тем самым ассоциации карбонатитов с нефелинитами, мелилититами и щелочными базальтами. Переходы между карбонатными и силикатными расплавами в системах перидотит- CO_2 в значительной мере определяются содержаниями H_2O , F, Cl, P_2O_5 , K_2O , Na_2O . Эти компоненты снижают температуры солидусов, стабилизируют карбонатные расплавы и тем самым расширяют интервалы переходов между карбонатными и силикатными расплавами. Некоторые из них способны образовывать карбонатно-солевые жидкости, несмешиваемые с силикатными и карбонатно-силикатными расплавами. Таким компонентом, в частности, являются KCl и NaCl, которые обуславливают образование хлоридно-карбонатных расплавов в равновесии с карбонатно-силикатными расплавами в широком интервале давлений [6-10]. Ранее [8] нами продемонстрированы различные тренды постепенных взаимных переходов между карбонатными и карбонатно-силикатными расплавами в перидотит-карбонатно-хлоридных системах при 5.5 ГПа, объяснившие связи между хлоридсодержащими карбонатитовыми расплавами, сохраненными в виде включений в минералах кимберлитов (включая алмазы), с самими кимберлитами. С целью изучения влияния хлоридов на подобные переходы при более низких давлениях и развития модели генерации недосыщенных SiO_2 щелочных расплавов в мантийном перидотитовом субстрате с участием карбонатно-солевых расплавов [10], проведены эксперименты по плавлению модельного пиролита МРУ90 в присутствии карбонатов (CaCO_3) и хлоридов (KCl, NaCl) при давлениях 2 и 4 ГПа.

Методика эксперимента. Состав исходного модельного пиролита (в мас. %): SiO_2 – 44.74, TiO_2 – 0.17, Al_2O_3 – 4.37, Cr_2O_3 – 0.45, FeO – 7.55, MnO – 0.11, MgO – 38.57, CaO – 3.38, Na_2O – 0.4, NiO – 0.26. В экспериментах исследовалась смесь 80 мас. % МРУ90 и 20 мас. % CaCO_3 +KCl+NaCl (в соотношении 2:1:1 по массе). Эксперименты проводились на $\frac{1}{2}$ -дюймовом аппарате «цилиндр-поршень» в Исследовательской Школе по Наукам о Земле Австралийского Национального Университета (Канберра, Австралия).

Результаты экспериментов. *Фазовые соотношения.* При наличии в системе KCl и NaCl хлоридно-карбонатный расплав (L_{CC}), содержащий менее 10 мас. % SiO_2 , оказывается стабильным уже при относительно низких температурах (ниже 1000°C при 2 ГПа и ниже 1100°C при 4 ГПа). Характерными ассоциациями, сосуществующими с таким расплавом

при 2 ГПа, являются $Ol+Cpx+Phl$ (до $\sim 1100^{\circ}\text{C}$) и $Ol+Cpx+Opx$ (до 1230°C). При 4 ГПа к последней ассоциации присоединяется Grt . При температурах 1230-1250 и $1350-1370^{\circ}\text{C}$ при 2 и 4 ГПа, соответственно, в системе появляется карбонатно-силикатный расплав (L_{CS}) с 35-37 мас. % SiO_2 , несмесьимый с хлоридно-карбонатной жидкостью. При температурах ниже температур появления L_{CS} фазовые равновесия, по-видимому, регулируются равновесием $Opx + L_{CC} = Cpx + Ol + \text{CO}_2$, в результате чего может происходить частичная декарбонатизация хлоридно-карбонатного расплава. В пределах температурного шага экспериментов при 4 ГПа переход от хлоридно-карбонатного расплава к ассоциации двух расплавов совпадает с исчезновением Opx , вероятно, по реакции: $Opx + L_{CC} = Cpx + Ol + L_{CS}$. При 2 ГПа эта реакция ведет к исчезновению Opx еще до появления L_{CS} , за счет чего L_{CC} обогащается SiO_2 . Выше интервала появления L_{CS} стабильны ассоциации $Ol+Cpx+L_{CC}+L_{CS}$ (2 ГПа) и $Ol+Cpx+Grt+L_{CC}+L_{CS}$ (4 ГПа), а на ликвидусе при обоих давлениях стабильны оливин в ассоциации с двумя расплавами.

Составы расплавов. Карбонатно-силикатные расплавы, возникающие в системе пиролит- $\text{CaCO}_3\text{-KCl-NaCl}$ характеризуются содержаниями SiO_2 , варьирующими с температурой от 35-37 мас. % до 40-44 мас. % при обоих давлениях. Тем не менее, расплавы при 2 ГПа в целом более богаты SiO_2 , но содержат меньше $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (5-8 мас. %) и Cl (2.5-4.5 мас. %) в отличие от расплавов при 4 ГПа (7-9 мас. % $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, 4-8 мас. % Cl). При этом расплавы при 2 ГПа характеризуются соотношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1.0$, тогда это соотношение в расплавах при 4 ГПа составляет 1.0-1.5. Все расплавы характеризуются высокими концентрациями CaO (11-15 мас. %). Содержания MgO варьируют от 8 до 20 мас. % и определяются степенью плавления ультраосновного вещества пиролита. Расплавы, содержащие до 20 мас. % MgO характерны для высоких температур ($>1350^{\circ}\text{C}$ при 2 ГПа и $1400-1450^{\circ}\text{C}$ для 4 ГПа) и сосуществуют с ликвидусным оливином.

Выводы. (1) Переход от карбонатно-хлоридного расплава к карбонатно-силикатному расплаву, содержащему 35-40 мас. % SiO_2 , в системе пиролит- $\text{CaCO}_3\text{-KCl-NaCl}$ при 2 и 4 ГПа происходит в узком интервале температуры ($<20^{\circ}\text{C}$) при температурах $1230-1250^{\circ}\text{C}$ и $1350-1370^{\circ}\text{C}$, соответственно. Образование расплавов с таким же содержанием SiO_2 в близкой по составу системе перидотит $\text{KLB}+\text{CO}_2$ из работы [3] без участия хлоридов при 3 ГПа наблюдается лишь при температурах порядка 1450°C . Отсюда следует вывод о том, что хлориды заметно влияют как на абсолютные температуры, так и температурные интервалы переходов от карбонатных расплавов к силикатным.

(2) Различаются и фазовые соотношения при этих переходах. Так в работе [3] показано, что L_{CS} появляется в равновесии с ассоциацией $Ol+Cpx+Opx+Grt$ и лишь выше по температуре из этой ассоциации исчезает первым Cpx . В нашем же случае фазовые отношения определяются реакциями Opx с L_{CC} , который полностью исчезает при возникновении карбонатно-силикатного расплава. Нестабильность ортопироксена при формировании щелочных расплавов в пиролитовом субстрате при воздействии на него карбонатно-солевых жидкостей соответствует отсутствию этой фазы в щелочных магмах.

(3) Определяющими факторами резкого перехода от хлоридно-карбонатного расплава в карбонатно-силикатный расплав являются экстракция части карбонатной составляющей несмесьимой хлоридно-карбонатной жидкостью и частичная декарбонатизация расплава, что приводит к заметному обогащению карбонатно-силикатного расплава SiO_2 (до 35-40 мас. %).

(4) Составы карбонатно-силикатных расплавов, полученных в экспериментах, находятся в интервале составов камафугитов. Наиболее близки к ним расплавы, образующиеся при 2 ГПа, тогда как расплавы при 4 ГПа обогащены карбонатной составляющей, щелочами и хлором.

Проведенные эксперименты подтверждают модель формирования камафугитовых расплавов в равновесии с карбонатно-солевыми (карбонатитовыми) жидкостями [10]. Согласно этой модели, такие расплавы формируются в перидотитовой мантии, проработанной щелочными несиликатными жидкостями. Резкий переход между хлоридно-карбонатном расплавом и карбонатно-силикатным расплавом указывает на отсутствие промежуточных магм, что хорошо соответствует ассоциациям камафугитов и карбонатитов в различных регионах мира [11, 12]. По мере подъема к поверхности расплавы теряют щелочи и хлор (а также другие солевые компоненты) [11, 12], сохраняя при этом высокую щелочность. Карбонатно-солевые расплавы, будучи предшественниками силикатных щелочных расплавов при низких степенях плавления, могут сосуществовать с этими расплавами в результате процессов полистадийной жидкостной несмесимости при подъеме магм к поверхности. Подтверждением тому являются результаты исследований флюидных/расплавных включений в минералах камафугитов [13].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00040 и Гранта Президента РФ для молодых ученых МД-222.2012.5

Литература

1. *Wyllie P.J., Huang W.L.* // *Geology*. 1975. V. 3, P. 621-624.
2. *Gudfinnsson G.H., Presnall D.C.* // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 1645-1659.
3. *Dasgupta R., Hirschmann M.M., Smith N.D.* // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. P. 2093-2124.
4. *Dalton J.A., Presnall D.C.* // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. P. 1953-1964.
5. *Moore K.R., Wood B.J.* // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. P. 1943-1951.
6. *Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Yu.A.* // *Earth Planetary Science Letters*. 2007. V. 123. P. 112-128.
7. *Safonov O.G., Chertkova N.V., Perchuk L.L., Litvin Yu.A.* // *Lithos*. 2009. V. 12S. P. 260-273.
8. *Safonov O.G., Kamenetsky V.S., Perchuk L.L.* // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. P. 1307-1331.
9. *Litasov K.D., Ohtani E.* // *Chemical Geology*. 2009. V. 262. P. 29-41.
10. *Сафонов О.Г.* // Доклады РАН. 2011. Т. 440, №1. С. 111-115.
11. *Stoppa F., Lloyd F., Rosatelli G.* // *Periodico di Mineralogia*. 2003. Vol. 72, P. 1-18.
12. *Rosenthal A., Foley S.F., Pearson D.G., Nowell G.M., Tappe S.* // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. Vol. 284. P. 236-248.
13. *Edgar A.D., Lloyd F.E., Vukadinovic D.* // *Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 51. P. 173-193.
14. *Kamenetsky V.S., Metrich N., Cioni R.* // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. V. 120. P. 186-196.
15. *Panina L.I., Motorina I.V.* // *Geochemistry International*. 2008. V. 46. P. 448-464.

МАГМАТИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ (Au,U и др.)

Ю.Г. Сафонов

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

Среди современных проблем магматизма и метаморфизма проблему соотношений магматизма и гидротермального рудообразования, очевидно можно выделять как одну из наиболее актуальных, несмотря на достаточно продолжительную историю ее целевой разработки. Эта проблема не выделялась в период становления российской петрографической школы, но вошла в базовые составляющие отечественных металлогенических исследований. Теоретические основы последних составили, главным образом, работы по «химическому» направлению петрографии. Это направление, созданное академиком Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом и его сподвижниками, как показано в работах А.Н. Заварицкого [1], Е.К. Устиева [2] и других исследователей привело к признанию процессов «расщепления» магм – ликвации как главного механизма образования собственно магматических месторождений. Изучение пространственно-генетических соотношений магматизма и гидротермального рудообразования вошло в комплекс геолого-петрологических, геохимических и металлогенических исследований рудных провинций. О многообразных составляющих этих исследований можно судить как по обзорам развития названных областей геологических наук, так и по предметным публикациям по проблеме.

Истоки анализа пространственно-генетических соотношений магматизма и гидротермальных рудообразующих процессов относятся к XIX веку, ко времени противостояния идей плутонизма и непутизма [3]. Краткий, но обстоятельный анализ проблемы «магматизма и оруденения» на конец XX века выполнен М.А. Фаворской [4], которая наряду с другими исследователями, показывает, что «...наличие устойчивой связи между определенными магматическими и рудными формациями следует рассматривать как их принадлежность к единому глубинному процессу, отдельными звеньями которого они являются». При этом подчеркивается связь крупных рудных месторождений с периодами тектоно-магматической активизации, с развитием структур глубинного заложения. Соотношение корового и мантийного магматизма в металлогенических процессах и сегодня остаются в центре внимания исследователей закономерностей эндогенного рудообразования. Изучение автором условий и факторов образования золоторудных месторождений различных геолого-генетических типов привело к выводу о высокой информативности для выявления этих соотношений парагенетических ассоциаций месторождений различных металлов и данных по геохимической специализации определенных металлогенических доменов. Коллективный анализ таких ассоциаций для месторождений Au, U, Ag, Cu, Mo, Sn, W показал, особый статус ураноносных литосферных блоков, характеризующихся совместным размещением месторождений Au и U, Au, Ag и U, U-Cu, U-Co, а также комплексными месторождениями, среди которых – уникальные: Витватерсранд (Au - U), Олимпик Дэм (Cu-U-Au-Ag), Эльконское (U, Au, Mo), Стрельцовское (U-Mo) рудные поля. Специфика месторождений Au, Ag и других металлов отмечается и в ураноносных террейнах, характеризующихся только надкларковыми содержаниями урана (\pm Th, K) и урановыми рудопроявлениями. Обширная накопленная информация, включая ранее выполненные обобщения [5], позволяют рассматривать радиоактивные элементы, прежде всего – уран, как имеющие особое значение в металлогенических процессах [6]. В указанной работе эта проблема рассматривается как заслуживающая целевых исследований. В настоящем докладе рассматриваются некоторые перспективные направления таких исследований, вытекающие, в основном, из опыта изучения золоторудных и золотосодержащих (\pm Ag) месторождений, главным образом, на основе соотношений последних с магматизмом.

Генетические-парагенетические связи эпитептермальных («вулканогенных») золоторудных месторождений, как и золотоносных медно-порфировых, золото-порфировых с магматизмом определенных формаций и геодинамических обстановок можно определить как наиболее обоснованные. Дискуссионными остаются вопросы генезиса многих «мезотермальных» месторождений золота. Большинство из них относится зарубежными исследователями к метаморфогенным гидротермальным. Лишь некоторые месторождения, такие как Даблин Галх, Форт Нокс (Аляска), Васильковское (Казахстан), стали рассматриваться как «ассоциированные с интрузивами». В российской рудной школе парагенетические связи среднеглубинных месторождений золота признаются со времени публикации работ Ю.А. Билибина не только для месторождений, приуроченных к малым интрузиям диоритов-монцитов-гранодиоритов, но и связанных со скрытыми интрузивами, в том числе и глубинными [4,7]. Наиболее известный пример последних представляет крупнейшее месторождение золота Мурунтау [8]. Палеозойские месторождения Северного Казахстана также находятся в ураноносном литосферном блоке, где представлены и эндогенные месторождения урана различных типов: уран-альбитовые, уран-молибденовые и др. Они размещаются в западной части Бельтау-Кураминской металлогенической зоны, в восточном сегменте которой располагается Чаткало-Кураминская (Приташкентская) рудная область и представлены эпитептермальными месторождениями Au, Ag, U, а также скарновыми полиметаллическими, существенно

свинцовыми, и золотоносным молибден-медно-порфировым гигантом Алмалык. Здесь, в Адрасманском рудном узле локализованы одноименное месторождение урана и крупнейшее по запасам серебра полиметаллическое месторождение Большой Канмансур. Для этого узла характерны надкларковые содержания урана в рудовмещающих кислых и субщелочных, в меньшей мере, андезитовых вулканитах и субвулканических телах. В контрастно различающихся магматитах представлена урановая и серебро-арсенидная минерализация на месторождении Актепа в восточной части области. Крупные концентрации серебра здесь сосредоточены в локальном массиве габбро, а рассеянная урановая – преимущественно в риолитах. В северо-восточной части Приташкентской области, в кислых вулканитах и субвулканических телах, локализованы основные урановые месторождения – Алатаңга, Каттасай, Чаули. Совместным размещением крупных золоторудных и урановых концентраций отличается Центрально-Алданский район, где в период раннекиммерийской тектоно-динамической активизации проявился интенсивный щелочной и субщелочной магматизм. Геохимической специализацией U, U-Mo, U-Au характеризуются руды Эльконского рудного поля, тогда как на западной и северо-восточной площадях района представлены золоторудные разновозрастные месторождения (Лебединое, Куранах, Самодумовское и др.), содержащие, как правило, рассеянную-гнездовую урановую минерализацию, не имеющую практического значения. Приведенные примеры парагенетических ассоциаций Au-U в процессах эндогенного рудообразования характеризуют их первичную магматогенную природу, явно не увязывающуюся с их геохимическими различиями. Это заставляет искать причины образования таких совмещений рудных концентраций в разномасштабных металлогенических таксонах в предистории развития магматизма на уровне литосферных блоков и больших глубин. Нам представляется обоснованным выделение некоторыми исследователями анорогенного, внутриплитного магматизма, с проявлением мантийных плюмов, отличающегося по режиму флюидной активности и геохимической-металлогенической специализации. В развитии такого магматизма важнейшее значение могли иметь первичная неоднородность мантии по распределению радиоактивных элементов, проявления аномальной магматической дифференциации, фракционирования расплавов – флюидов в блоках с повышенными содержаниями U, Th, K и других радиоактивных элементов [5]. На настоящей стадии изучения проблемы петрогенезиса трудно оценить влияние на магматическую дифференциацию процессов теплогенерации при распаде радиоактивных элементов и/или термохимическое воздействие радиоактивного излучения на мантийный субстрат и его производные. В основах радиогеологии, начиная с работ В.И. Вернадского, рассматриваются, преимущественно глобальные аспекты радиоактивного тепла и поведение названных элементов в геохимической эволюции Земли. Но В.И. Вернадским предсказано первостепенное значение «...излучения тепла радиоактивных элементов» в «геологических и минералогических явлениях» [9]. Современный уровень знания о масштабах концентраций урана в месторождениях, особенно древних (с учетом временных интервалов радиоактивного распада), достигавших $n \times 100$ тыс.т - 1,5 млн. т U_3O_8 в ограниченных объемах пород ($n - n \times 10^3$ км³), отражает длительность и многоступенчатость формирования источников рудоносных флюидов. Следует отметить, что необходим учет не только аномального теплового режима ураноносных литосферных блоков, но и вероятное влияние радиоактивного излучения на физическое состояние минерального вещества как в твердой, так и в расплавной фазах на понижение вязкости расплавов, интенсификацию диффузионных процессов. Мало изученной остается каталитическое или, напротив, буферное воздействие радиоактивных элементов на петрохимические процессы, что по-видимому, следует распространять и на многие редкие элементы. Вышесказанное, как и, безусловно, многие не затронутые вопросы петрогенезиса, дают основание для

предположения о том, что именно повышенные содержания радиоактивных элементов на разных стадиях эволюции мантии и литосферного магматизма определяли металлогеническое своеобразие определенных геоструктур по представительным элементам и масштабам их концентрации. Это отражено в Au, U, Ag и других гидротермальных месторождениях.

Литература

1. *Заварицкий А.Н.* // Успехи геолого-географических наук в СССР за двадцать пять лет. Москва-Ленинград: Издательство АН СССР, 1943. С. 21-32 2. *Устиев Е.К.* // История естествознания в России. Т. 3. Геолого-географические и биологические науки. Москва: Издательство АН СССР, 1962. С. 128-158. 3. *Смирнов В.И.* Плутонизм и неоптонизм в развитии учения о рудных месторождениях. М.: Наука. 1987.93 с. 4. *Фаворская М.А.* Основные проблемы связи оруденения и магматизма. М.: Наука. 1987. 128 с. 5. *Лаверов Н.П.* // Эндеогенное рудообразование. Москва: Наука. 1985. с. 69-81 6. *Лаверов Н.П., Рундквист Д.В., Сафронов Ю.Г.* // Геология руд. месторожд. (в печати) 7. *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат. 1955. 8. Золоторудное месторождение Мурунтау / гл. ред. Т.Ш. Шаякубов. Ташкент. Издательство ФАН АН Республики Узбекистан. 1998 9. *Вернадский В.И.* // Труды по радиогеологии. М.: Наука. 1997. 319 с.

ЭВЛИЗИТЫ (ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИЕСТЫЕ МЕТАПОРОДЫ) ДОКЕМБРИЯ

В.Т. Сафронов

(Геологический институт РАН, Москва, safronov_vt@mail.ru)

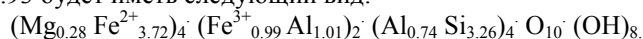
Введение. Эвлизиты (эулизиты) – это глубокометаморфизованные седиментогенные железисто-кремнистые породы, состоящие из оливина (фаялит), ортопироксена (эвлит или ферросилит) и небольших количеств граната, клинопироксена, кварца, магнетита. Термин «эвлизит» был введен Ф. Эрдманом [F. Erdmann] в 1849 г. при описании железистых пород, состоящих из марганцево-железистого оливина, пироксена и граната. Эта порода была названа – эвлизитом – по характерному для неё высокожелезистому (F=80-90%) ортопироксену – эвлиту.

Петрохимические особенности и первичный минеральный состав эвлизитов. Данные породы довольно широко распространены среди глубокометаморфизованных комплексов докембрия. Они известны на Балтийском, Украинском, Алданском щитах, Ханкайском массиве, Северной Корее, Западной Австралии, Шотландии и других регионах. Они часто ассоциируют и переслаиваются с высокоглиноземистыми, графит-гранат-биотитовыми гнейсами, гранат-пироксеновыми, магнетитовыми кварцитами.

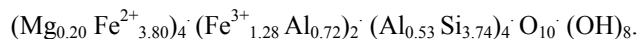
Можно отметить, что в каждом регионе эвлизиты имеют свои характерные (минеральные и химические) особенности, но для все изученных эвлизитов характерно невысокие содержания SiO₂ (обычно до 50%), а также Al₂O₃ (от долей % до 8-10%) (табл.), последние обуславливается наличием, в том или ином количестве, граната в основном единственного глиноземистого минерала данных пород. В «классических» эвлизитах содержание FeO преобладает над содержанием Fe₂O₃, но, иногда, бывает и обратное соотношение (см. табл.). Для эвлизитов Эстонии, Ханкайского массива, Швеция характерно повышенные содержания MnO, а породам Белоруссии и Шотландии свойственны относительно повышенные концентрации фосфора (до 0.78- 0.92% P₂O₅). И, в то же время, для всех изученных эвлизитов характерно низкое (иногда ниже пределов чувствительности анализа) содержания щелочей (см. табл.). Довольно часто в эвлизитах в незначительных количествах (2-4 %) присутствуют графит и сульфиды (главным образом пирротин и пирит), причем углеродистое вещество (графит), по данным ряда авторов [1 и др.], считается производным биогенного органического вещества.

При изучении метасадочных комплексов докембрия конечной целью является реконструкция первичного минерального состава и условий их формирования. В качестве основного метода реконструкции исходного минерального состава эвлизитов принят метод литохимических пересчетов О.М.Розена [2]. Проведенные пересчеты силикатных анализов ряда эвлизитов показали, что в составе терригенных компонентов исходных отложений преобладал нормативный кварц (кремнезем). Кислый плагиоклаз присутствовал в небольших количествах, а калиевый полевой шпат практически не наблюдался (см. табл.).

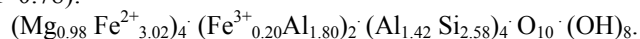
Глинистая составляющая осадка была представлена в основном - хлоритом, часто присутствовал в небольших количествах иллит, реже – серпентин. На основании, выявленной связи состава хлорита и вмещающей породы, состоящая в примерном равенстве коэффициента железистости хлорита и породы ($f_{\text{хлор.}} : f_{\text{пор.}} \sim 1$) [2], были рассчитаны, вероятные, составы хлоритов исходных отложений изученных эвлизитов. Так, формула хлорита исходных отложений эвлизитов района оз. Чудзъявр (Кольский полуостров) при $f=0.93$ будет иметь следующий вид:



Еще более железистый хлорит, видимо, был характерен для отложений Белоруссии ($f=0.95$):



Менее железистые были, вероятно, хлориты осадочных отложений эвлизитов Ханкайского массива ($f=0.78$):



Таким образом, хлориты исходных отложений, в большинстве случаев, были представлены высокожелезистыми разновидностями типа тюрингита-шамозита.

Оксидная компонента (гетит+пирролизит), иногда составляла значительную часть исходных отложений эвлизитов, но в ряде регионов в составе первичных осадков она, видимо, отсутствовала (см. табл.).

Карбонатная составляющая первичных отложений эвлизитов обычно была представлена небольшими содержаниями доломита, но иногда в значительных количествах, видимо, присутствовали и железистые карбонаты (анкерит и сидерит).

Кроме того, в составе осадка присутствовали в малых количествах (до 1-2%) минералы титана (рутил), фосфора (апатит) и сульфиды (пирит).

Таким образом, исходными отложениями изученных эвлизитов были три типа отложений (см. табл.): 1 – кремнисто-железистые; 2 – глинисто-железисто-кремнистые; 3 – глинисто-кремнисто-карбонатные. Такой разнообразный состав исходных отложений и предопределил различные типы эвлизитов: гранатсодержащие или безгранатовые, содержащих значительные количества карбонатных минералов или весьма их низкие содержания, высокие концентрации FeO и низкие Fe₂O₃ или сопоставимые их содержания – все определялось первичным составом исходных отложений. Последующие преобразования (диагенез, катагенез, прогрессивный метаморфизм) привели к превращению хемогенно-осадочных минералов отложений в минералы гранулитовой фации (оливин, орто- и клинопироксены, гранат).

По ряду данных (минеральный состав, невысокие содержания SiO₂ и весьма низкие содержания щелочных элементов (Na₂O+K₂O) < 1% и т.д.) эвлизиты похожи на ювенильные (магматические) ультраосновные породы. Но формационная принадлежность эвлизитов, их слоисто-полосчатые текстуры, незначительные концентрации микроэлементов протокристаллизации (Cr, Ni, Co, V) в главных породообразующих минералах (оливинах, орто- и клинопироксенах), присутствие в эвлизитах биогенного углеродистого вещества (графит), по данным [1 и др.] – все это свидетельствует о седиментогенном происхождении этих пород. Можно заметить, что большинство авторов: Н.В. Аксаментова, Л.П.

Бондаренко, Т.А. Лапинская, А.А. Маракушев, Г. Розенбуш, Д.П. Сердюченко, С.Е. Tilley и др., считают эвлизиты (эулизиты) первично осадочными отложениями.

Таблица

Химический и нормативно-минеральный состав эвлизитов Евразии

Оксиды	1 (1)	2 (2)	3 (7)	4 (1)	5 (1)	6 (1)	7 (1)	8 (1)	9 (1)
SiO ₂	4,86	40,67	46,83	42,19	51,06	30,60	39,88	32,85	37,06
TiO ₂	0,50	0,05	0,27	0,32	0,36	0,70	0,22	0,20	0,16
Al ₂ O ₃	1,86	2,43	5,90	1,01	11,69	9,01	3,05	3,02	0,80
Fe ₂ O ₃	2,23	17,98	26,86	4,63	1,72	8,96	13,79	9,88	3,01
FeO	41,04	12,79	11,16	46,67	27,98	31,06	14,06	30,45	46,36
MnO	0,11	10,49	0,36	-	0,32	12,64	4,35	12,55	5,01
MgO	1,76	3,70	2,30	2,70	3,77	6,10	9,29	5,84	4,37
CaO	1,66	9,27	3,40	1,65	1,43	0,83	11,10	3,95	2,47
Na ₂ O	-	0,11	0,21	-	0,03	0,14	0,73	Сл.	0,37
K ₂ O	-	0,10	0,40	0,02	0,05	0,16	0,16	Сл.	0,30
P ₂ O ₅	-	0,41	0,92	0,20	0,43	0,03	0,17	0,78	0,38
S	-	0,23	-	-	-	-	-	-	-
П п п	-	1,58	1,41	0,26	-	-	-	-	-
Нормативно-минеральный состав исходных отложений									
Q	42,12	33,06	27,73	34,16	30,47	16,06	32,07	24,04	27,57
Pl	-	1,02	1,62	-	-	0,95	6,69	-	3,11
Ort	-	-	-	-	-	-	0,21	-	1,50
Сумма	42,12	34,08	29,35	34,16	30,47	17,01	38,97	24,04	32,18
Ill	-	0,65	2,79	0,18	26,44	1,36	1,15	-	-
Chl	14,20	6,27	43,95	5,27	-	29,10	-	10,35	-
Srp	0,68	-	-	3,34	6,24	7,29	3,35	6,28	6,16
Сумма	14,88	6,92	46,74	8,79	32,68	37,75	4,50	16,63	6,16
Gt	37,33	-	-	52,30	32,53	28,11	16,84	35,15	49,55
Prl	0,08	-	-	-	0,31	13,98	5,10	13,66	5,47
Сумма	37,41	-	-	52,30	32,84	42,09	21,94	48,81	55,02
Dl	5,14	13,31	1,84	3,68	2,79	2,50	34,05	8,52	5,59
Ank	-	13,74	6,32	-	-	-	-	-	-
Sd	-	21,14	13,09	-	-	-	-	-	-
Rch	-	9,52	0,54	-	-	-	-	-	-
Сумма	5,14	57,71	21,79	3,68	2,79	2,50	34,05	8,52	5,59
Ru+Ap+Pr	0,45	1,30	2,12	1,07	1,22	0,65	0,54	2,00	1,05

Примечание. Прочерк - отсутствие данных. В скобках – количество анализов.

Эвлизиты: 1 – гранат-ортоферросилит-фаялит-кварцевый (Кольский полуостров, район оз. Чудзьявр) [3]; 2 – марганцевистый эвлизит (Северная Эстония) [4]; 3 – кварц-магнетит-пироксен-гранатовые (Белоруссия) [5]; 4 – фаялит-двупироксеновый (Украина) [6]; 5 – гранат-фаялит-эвлитовый (Волго-Уральская область) [7]; 6 – магнетит-гиперстен-гранат-оливиновой (Ханкайский массив) [8]; 7 – магнетит-пироксеновый (Северная Корея) [9]; 8 – фаялит-гранат-геденбергит-ортоферросилитовый (Шотландия) [10]; 9 – геденбергит-эвлит-фаялитовый (Швеция) [11].

Минералы: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Ort – ортоклаз, Ill – иллит, Chl – хлорит, Srp – серпентин, Gt – гетит, Prl – пиролюзит, Dl – доломит, Ank – анкерит, Sd – сидерит, Rch – родохрозит, Ru – рутил, Ap – апатит, Pr – пирит.

Вероятные типы исходных отложений: 1 – хлорит-гетит-кварцевый (кремнистый); 2 – кварц (кремнезем)-карбонатный (существенно анкерит-сидеритовый); 3 – карбонат (анкерит-сидеритовый) – кварц (кремнезем)-хлоритовый; 4 – кварц (кремнезем)-гетитовый; 5 – кварц (кремнезем)-глинисто-гетитовый; 6 – кварц (кремнезем)-пиролюзит-гетит-хлоритовый; 7 – гетит-доломит-кварцевый (кремнистый); 8 – глинисто-кварц (кремнезем)-пиролюзит-гетитовый; 9 – кварц (кремнезем)-гетитовый.

Таким образом, по всем известным данным, эвлизиты являются производными железисто-кремнистых отложений, сформировавшихся в восстановительных условиях, на что указывает как наличие графита, так и постоянное присутствие сульфидов (главным образом пирротина и пирита) в изученных метапородах. При этом присутствие в эвлизитах графитовой минерализации может свидетельствовать об развитой органической жизни в палеобассейне седиментации, представленной простейшими организмами (главным образом, сине-зелеными водорослями). Этому способствовало значительное количество питательных (минеральных) веществ (Fe, Mn, P и др.), поступающих в палеобассейн.

Литература

1. Сердюченко Д. П. // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М.: Недра, 1975. С. 103-106.
2. Розен О. М., Аббясов А. А. // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299-312.
3. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. // Записки ВМО. Ч. 90. Вып. 4. 1961. С. 408-424.
4. Kivisilla J., Niin M., Koppelmaa H. Catalogue of chemical analyses of major elements in the rocks of the crystalline basement of Estonia. Tallinn: Geological Survey of Estonia, 1999. 94 p.
5. Аксаментова Н. В. // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 313-334.
6. Кравченко Г. Л., Кривонос В. П. // Геологический журнал. 1992. № 1. С. 14-26.
7. Богданова С. В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 224 с.
8. Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. 184 с.
9. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1969. 327 с.
10. Tilley C. E. // Miner. Magaz. 1936. 24. № 154. P. 331-342.
11. Розенбуш Г. Описательная петрография. Л.: М.: Горно-геологическое нефт. изд-во, 1934. 720 с.

ВАРИОЛИТЫ ЯЛГУБСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ) - КЛАССИЧЕСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ

С.А. Светов, А.И. Голубев

(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ssvetov@krc.karelia.ru)

Ликвационное разделение силикатного расплава на несколько несмешивающихся фаз широко проявлено на микро- и макро- уровне в высокомагнезиальных вулканитах докембрия Фенноскандинавского щита. Самым распространенным отражением существования процессов несмесимости в вулканитах является образование вариолитовых (глобулярных) текстур, получивших свое название за характерную бугристую «оспинную» поверхность, образующуюся после их интенсивного выветривания.

Изучение процесса формирования вариолитов привлекало внимание геологов еще с середины XIX в. В России, согласно сведениям Ф.Ю.Левинсон-Лессинга [1], впервые исследование глобулярных пород начато А.А.Иностранцевым в 1874 г с изучения петрографии базальтовых вариолитовых лав Ялгубского кряжа Центральной Карелии, работа «Вариолиты Ялгубы Олонецкой губернии» опубликована им в 1884 г. Позднее Ф.Ю.Левинсон-Лессинг провел собственные исследования Ялгубской структуры, детально описав петрографические типы, морфологию и химический состав ликвационных обособлений в работе «Вариолиты Ялгубы, Олонецкой губернии» изданной в 1885г. Исследуя химизм ликвационных обособлений Ф. Ю. Левинсон-Лессинг указывает: «...нельзя считать, что более кислая часть, каковой являются вариоли, представляет более позднее образование, так сказать, кристаллизационный остаток, как это требуется кристаллизационной схемой Боуэна»[1]. Несколько позже им была предложена модель формирования ликвационных структур в ходе образования силикатных эмульсий. В качестве факторов, обуславливающих возникновение ликвационной дифференциации называлось насыщение расплава водой и газообразными соединениями — хлором, фтором.

Целью данной работы является обобщение полученных в последние годы результатов комплексного изучения вариолитов Ялгубского кряжа, структуры ставшей уже классической для российской геологии, новейшими прецизионными методами.

Вариолиты Ялгубского кряжа располагаются в пределах Онежской мульды Центральной Карелии. По составу они отвечают пикритам и пикробазальтам, которые совместно с базальтами, трахибазальтами и их туфами, а также терригенными осадками слагают суйсарскую свиту, прорываемую Кончозерским силлом с возрастом 1980 млн лет [2].

В разрезе суйсарской свиты выделяются 4 пачки общей мощностью до 400 м. Разрез Ялгубского кряжа (Рис. 1) характеризует верхнюю часть суйсарского вулканогенно-осадочного комплекса. Он сформирован мощными (от 3 до 18 м) лавовыми потоками массивных и подушечных базальтов, чередующихся с потоками плагифирированных базальтов и маломощными от 0,4 до 4,0 м прослоями основных туфов.

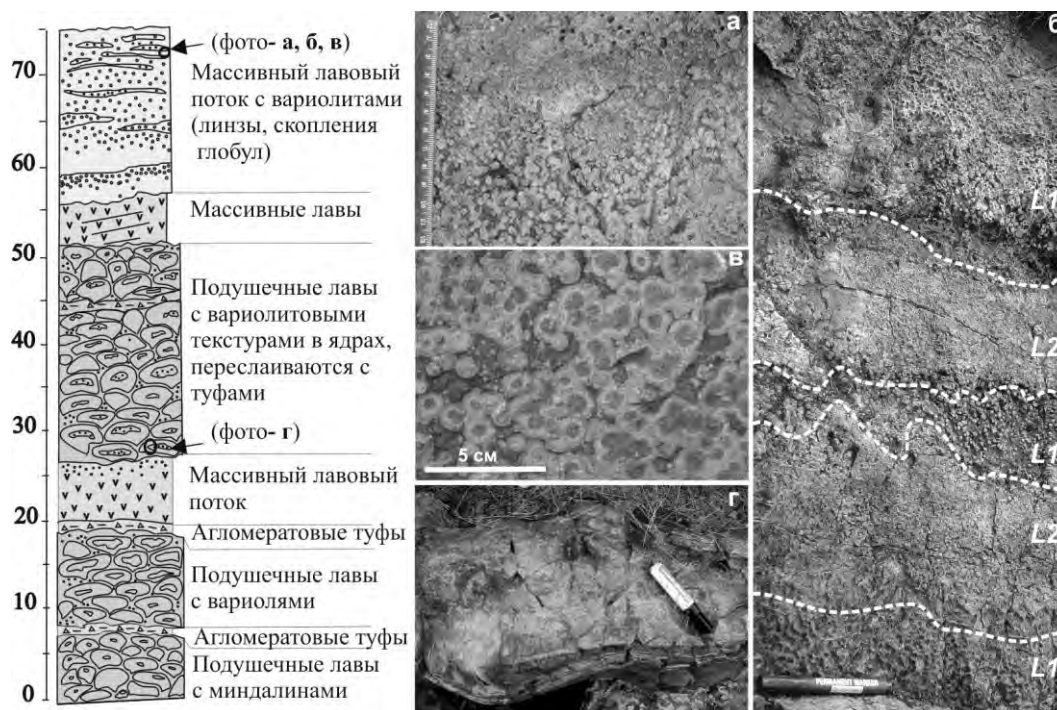


Рис. 1. Разрез Ялгубского кряжа и морфология ликвационных образований. Фото: а – скопление ликвационных образований (отдельных вариолей и ликвационных пятен) в кровельной части лавового потока, формируют породу на 85-90% объема; б - переслаивание зон ликвата (светлое, слой L2), представленного скоплением микроглобул, с прослоями расплава (более темные участки, слой L1), содержащего единичные вариолы; в - кровля лавового потока содержащая скопления и единичные крупные зональные глобулы с более темными ядрами (размер глобул от 0.3 до 2 см); г – ликвационная дифференциация в подушечных лавах. В краевых зонах подушки присутствуют ликвационные пленочные образования мощностью до 1-2 мм, в ядре подушки – вариолы и ликвационные линзы.

Для большинства лавовых потоков характерно проявление внутренней дифференциации, выраженной в наличии различных по морфологии зон ликвации, формирующих линзовидные скопления (Рис. 1, а-д) со следами остаточных течений и четко диагностируемые афанитовые зоны закалки. Ликвационные текстуры (вариолиты,

скопления вариолей, линзы контрастного состава) отмечаются в массивных и подушечных лавовых потоках и покровах различной мощности. В большинстве лавовых тел концентрация вариолей по направлению к кровле значительно возрастает, при этом в центральных и прикровельных частях потоков формируются линзовидные скопления, трассируемые в скальных выходах на десятки метров, чередующиеся с участками матрикса с единичными глобулами.

Изучение морфологии вариолитов, состава минеральных фаз и отдельных зон вариолитов проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энерго-дисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН.

По размеру, морфологии и строению выделяются следующие виды ликвационных обособлений: 1) крупные вариоли (0,5 - 5 см) с зональным строением; 2) мелкие вариоли до 0,5 см с внутренним однородным строением, часто формирующие линзы и аморфные скопления; 3) микровариоли (0,05-0,3 см) с однородным внутренним строением; 4) крупные линзы, мощностью от 0,1 до 1,5 м, сформированные в результате слияния отдельных глобул, обусловленные процессом коалесценции; 5) пленочные обособления с четкими фазовыми границами в зонах закалки лавовых тел, мощностью 0,01 – 0,2 мм.

Все ликвационные образования имеют четкие, уверенно диагностируемые на макро- и микроуровне границы фазового раздела ликват-матрикс (зона внешнего контакта мениска глобулы с матриксом). Вариоли характеризуются наличием радиально-лучистых структур, сформированных игольчатыми микролейстами клинопироксена – авгита в стекловатой однородной массе. Матрикс вариолита выполнен плагиоклаз-пироксен-амфибол-хлоритовым материалом и хлоритизированным, биотитизированным и эпидотизированным стеклом.

По данным изучения минеральных агрегатов установлено, что клинопироксены в вариолях имеют внутреннюю зональность. В кристаллах от центра к краю уменьшается содержание (в масс.%) SiO_2 от 54,77 до 48,14 и MgO от 18,38 до 10,38. В краевой зоне содержание Al_2O_3 достигает 8,43 и TiO_2 2,26 масс.%; концентрация щелочей в них минимальная и только в отдельных точках содержание Na_2O повышается до 1,79-1,82 и K_2O до 0,5 мас.%. Химический состав клинопироксена в стекловатом матриксе и вариолях подобен. По классификации [3] относится к авгиту с величиной железистости (F) от 19,70 % до 42,40 %.

Стекловатый базис в ядрах вариолей выполнен мелкокристаллическим дендритовидным, радиально-лучистым агрегатом калиевого полевого шпата с размером кристаллов менее 50-60 мкм. В качестве аксессуарных минералов в матриксе и глобулах встречаются эпидот, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит и единичные зерна самородного серебра.

По химическому составу ликвационные обособления (вариоли, линзы, пленки) отвечают андезитам – риолитам при доминировании составов с кремнекислотностью 61-75 мас.%. Содержание петрогенных элементов в ликвате значительно варьирует (в масс.%): SiO_2 от 56,62 до 84,66; TiO_2 от 1,25 до 1,82; Al_2O_3 от 5,36 до 16,78; FeO (суммарное) от 2,84 до 7,40; MgO от 0,36 до 9,95; CaO от 1,53 до 11,77; Na_2O от 0,29 до 8,03; K_2O от 0,35 до 10,39. Повышенной щелочностью обладают краевые зоны крупных вариолей.

В породах, подвергнутых ликвационному разделению, установлена неоднородность состава матрикса. Так наряду с зонами, состав которых отвечает пикриту, выявлены реликтовые участки матрикса высококремнистого типа с $\text{SiO}_2 = 52-55$ и с повышенным содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7-8$.

Прецизионное исследование распределения трасс-элементов в ликвационных фазах образцов пикробазальтов выполнено на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 фирмы Terhmo scientific и приставка лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research).

LA-ICP-MS анализ содержания редких и редкоземельных элементов в ликвационных фазах подтвердил геохимическую неоднородность матрикса, что позволило выделить его 2 основных химических типа: I тип матрикса- характеризуется пологим распределением REE, подобным N-MORB базальтам, с низким уровнем LREE, высокими концентрациями Ni (150-180 ppm), Cr (350-500 ppm). При этом данный тип матрикса имеет явные следы коровой контаминации, что маркируется аномально высокими содержаниями Rb, Ba, Sr, Hf и Zr. Матрикс выявлен на участках лавовых потоков с единичными крупными (до 3 см в диаметре) вариолями или скоплениями мелких (<1 см) вариолей в виде пятен и линз. II тип матрикса - выявлен в областях пленочной расслоенности и зонах скоплений микровариолей (при размере глобул <0.3 мм). Для него установлено значительное обогащение LREE, а также отрицательные аномалии по Nb, Ti; содержания Ba и Rb ниже чем в I типе; слабо фракционировано распределение HREE элементов.

По концентрации (в ppm) U (0,3-0,5), Hf (3,8-5,1), Y (17-22), Zr (140-150), весь матрикс (I и II-типы) имеет сходные характеристики и обогащен флюид-мобильными элементами (Be, Li, As), что может быть связано с процессом контаминации корового материала первичным пикро-базальтовым расплавом.

Анализ химического состава глобул показал их неоднородность и позволил выявить следующие тенденции: от мениска к внешней краевой зоне глобул повышается содержание La, Ce, Pr и сохраняется повышенный уровень Hf и Zr; а в ядре резко увеличивается концентрация Eu при сохранении низких концентраций Rb, Ba и Th.

С целью определения возможных температурных интервалов существования процесса силикатной несмесимости для пикробазальтов Ялгубы были рассчитаны (в программе Pele 6.0) модельные значения. Температура ликвидуса матрикса вариолитов составляет 1180–1210°C, для глобул – 1020–1139 °C, что хорошо коррелирует с термальным диапазоном поля метастабильной ликвации в базальтовых системах [4-6]. Для определения реальных значений температур кристаллизации пикробазальтов Ялгубы в атмосферных условиях, нами был проведен термический анализ параметров кристаллизации силикатных фаз (ликват, матрикс, порода в целом) на синхронном термоанализаторе STA 449 F1 Jupiter в интервале температур от 0 до 1550 °C с шагом 5 °C (в диапазоне температур 700-1550 °C). В результате установлено, что температура начала кристаллизации матрикса равна 1162–1190°C, для ликвационных обособлений -1024-1070°C, что хорошо совпадает с полученными ранее модельными результатами. Таким образом, температурный градиент ликвационного процесса в пикробазальтовой системе варьировал между 1020-1160°C. При этом отмечаемое ранее присутствие флюидной фазы и воды в пикробазальтовом расплаве могло существенно понизить и расширить полученные значения.

Полученные нами данные показывают, что первичный расплав до начала ликвационного разделения испытал контаминацию коровым материалом, что маркируется как по выявленным реликтам матрикса I- типа в лавах, так и обогащением расплава Rb, Ba, Sr, Hf и Zr.

На наш взгляд коровая контаминация стала причиной метастабильного состояния пикробазальтового расплава и инициировала в нем ликвационное фракционирование.

Оценочные расчеты по объемам контаминируемого материала дают величину <10% от общего объема. Таким образом предполагаемая модель заключается в том, что в ходе контаминации пикробазальтовым расплавом кислого (гранитного) материала и его ассимиляции происходит формирование неравновесного гибридного расплава, для которого

процесс ликвационного разделения является наиболее энергетически выгодным путем развития.

Литература

1. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды, Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 346с.
2. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров В.С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
3. Morimoto N., J., Fabries A.K., Ferguson I.V., Ginzburg M., Ross F.A. // Canadian Mineralogist. 1989. Vol. 27. P. 143-156.
4. Gelinas L., Brooks C., Trzcinski W.E. // Can. J. Earth Sci., 1976, № 13. P. 210-230.
5. Хитаров Н.И., Пугин В.А., И.А.Солдатов, Шевалеевский И.Д. // Геохимия, 1973, № 12. С. 1763-1771.
6. Хитаров Н.И., Пугин В.А. // Геохимия, 1978, № 6. С. 803-819.

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Л.П. Свириденко

(Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, sv@krc.karelia.ru)

Рассматриваемые граниты генетически связаны с тремя центрами эндогенной магматической активности южной краевой части Фенноскандинавского щита (мантийными диапирами), приуроченными к флекуре Полканова (рис.). Граниты рапакиви и биотитовые лейкограниты представляют кислую ветвь бимодального мантийно-корового габбро-анортозит-гранитного магматизма, развивающегося в рассматриваемых центрах в следующем интервале времени: Выборгский 1667 – 1617 млн лет, Аландский 1584 – 1556 млн лет и Салминский – 1547 – 1530 млн лет. Для них характерен подъем мантии до уровня 40 км [1] сложный характер зоны перехода кора-мантия с присутствием слоев M_1 и M_2 . Это может служить критерием длительного существования магматического очага в основании земной коры. Рассматриваемые диапиры объединяют следующие признаки: 1) общая структурно-тектоническая локализация в краевой части Фенноскандинавского щита, 2) автономность развития в пространстве и времени и 3) локальный высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации в надочаговых зонах (см. рис.).

Принято считать, что редкометальные граниты образуются в результате дифференциации магмы гранитов рапакиви [2]. Наиболее полно соотношение между гранитами рапакиви (выборгит, питерлит и крупноовоидный порфириформный гранит) и редкометальными гранитами, являющимися продуктом дифференциации биотитовых лейкогранитов изучены в Салминском массиве. Здесь установлена перемежаемость во времени внедрения гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов. Для всех гранитов характерен близкий петрографический состав, где калишпат и кварц составляют более 80% породы. Главные акцессорные минералы гранитов рапакиви – циркон, апатит, паризит, а биотитовых лейкогранитов – флюорит, топаз. Их различие определяется, прежде всего, различием флюидного режима кристаллизации.

Граниты рапакиви – это субщелочные высокочелювецкие граниты, флюидный состав которых обогащен CO_2 , CO и CH_4 . Раннемагматическая стадия кристаллизации гранитов рапакиви осуществляется уже при подъеме сильно флюидизированного гранитного расплава с низов земной коры, где он образуется при котектическом плавлении в условиях низкого P_{H_2O} . Расплавы такого типа, обогащенные углеродсодержащими газами, характеризуются быстрым эксплозивным внедрением [3]. Флюиды здесь представляют собой не растворы, а газовые смеси. Кристаллизация кварц-ортоклазовой котектики гранитов рапакиви протекала почти изотермически при температуре 950-900⁰С и низком P_{H_2O} . Именно перегретость гранитного расплава, а также совпадение высокой скорости

роста зардышей при почти изометрической кристаллизации обеспечили формирование овоидной структуры. Одновременно с ортоклазом выборгитов кристаллизуются фаялит, авгит, ферросилит и андезин, а в конце стадии к ним присоединяется феррогастингсит. Доказательством высокой скорости роста овоидов ортоклаза служит минеральный состав включений в овоидах (см. табл.).

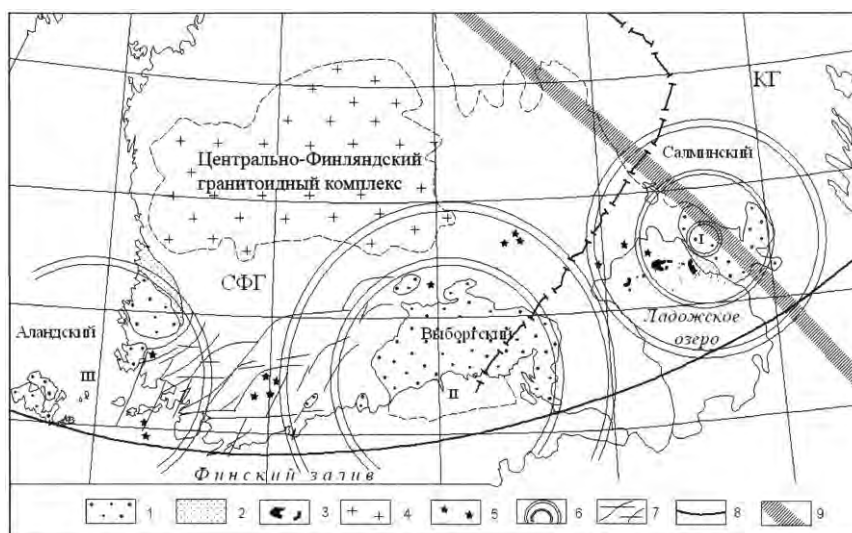


Рис. Центры эндогенной магматической активности южной краевой части Фенноскандинавского щита.

1 – породы массивов габбро-анортозит-гранитной ассоциации; 2 – рифейские песчаники; 3 – долериты Вааламского сила; 4 – породы Центрально-финляндского гранитоидного комплекса; 5 – локальный гранулитовый метаморфизм; 6 – границы центров магматической активности; 7 – сдвиговые зоны; 8 – геологические границы; 9 – граница Карельского (КГ) и Свеккофеннского (СФГ) геоблоков

Таблица

Микрозондовые анализы минералов-включений в овоиде питерлита. Салминский массив

Минерал	Калишпат	Плагиоклаз				Биотит	Каолинит	
SiO ₂	63.93	67.57	65.25	61.62	71.04	41.71	46.31	46.84
TiO ₂						3.87		
Al ₂ O ₃	18.63	19.39	21.27	21.4	21.63	14.62	37.41	36.85
FeO						26.36		
MgO						2.28		
CaO		1.32	1.87	3.35	0.92			
Na ₂ O	2.73	10.66	11.23	8.63	12.65			
K ₂ O	14.11	0.79				8.8		
BaO	1.11							

Овоиды по сути своей это не порфировые вкрапленники. Каждый овоид – это обособленная система, которая по последовательности кристаллизации минералов

магматической и постмагматической стадий сопоставима с последовательностью кристаллизации гранита рапакиви в целом. Плаггиоклаз включений имеет переменный состав от олигоклаза до альбита. Гидротермальная стадия проявлена присутствием каолинита. Биотит включений в овоиде не может быть более ранним, так как общеизвестно, что биотит в гранитах рапакиви кристаллизуется после ортоклаза в позднемагматическую стадию совместно с повышенным P_{H_2O} .

Гидротермальная стадия в гранитах рапакиви проявлена локально. Началом ее служит кислотный метасоматоз с выносом Fe, Mg, Ca, щелочей и отложением каолинита и карбоната, а также образование микропрожилков хлорита, ильменита, рутила. Присутствующие в гранитах рапакиви пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и молибденит, нехарактерные для безовоидных гранитов, отражают их специфику.

Флюидный состав биотитовых лейкогранитов отличается повышенным содержанием воды и фтора. Раннемагматическая стадия безовоидных биотитовых лейкогранитов осуществляется при 900-800⁰С и представлена ассоциацией ортоклаз – титаномагнетит – кварц. В позднемагматическую стадию кристаллизуются кварц, калишпат, альбит и низкотитанистый магнетит. Постмагматическая стадия выражена кристаллизацией высокожелезистого и низкотитанистого биотита (аннита). При этом часто наблюдаются симплектитовые сростания биотита и кварца. В гидротермальную стадию по биотиту развивается гидробиотит. Широко проявлена грейзенизация. В прикровельной части интрузии биотитовых лейкогранитов Салминского массива развиваются топазсодержащие литий-фтористые граниты, являющиеся продуктом эмонационной дифференциации. Совместно с фтором в них накапливаются Rb, Li, Ta, Nb, Be, Sn.

Таким образом, граниты рапакиви сопоставимы с субщелочными гранитами, а перемежающиеся с ними биотитовые лейкограниты – с плюмазитовыми редкометальными гранитами. С редкометальными гранитами связано оловянно-редкометальное орудинение, а с гранитами рапакиви – полиметаллическое. Источником расплавов гранитов рапакиви служит граница земной коры-мантии, а редкометальных гранитов – средняя кора. Их перемежаемость во времени внедрения можно объяснить лишь тем, что флекуре Полканова свойственны волновые колебательные движения.

Литература

1. Шаров Н.В., Косминская И.П., Азбель И.Я. и др. // Геотектоника, 1990. № 1. С. 46-54.
2. Naapala J., Emslie R.F., Rätö T. Achievements of IGCP project 315 in 1991-1996. Helsinki, 1996. Rapakivi granites and related rocks. Abstract Volume, p.29.
3. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 4(10).

ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНОВ УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ: ЭВОЛЮЦИЯ ОТ ГРАНИТИЗАЦИИ И ПАРЦИАЛЬНОГО ПЛАВЛЕНИЯ К МЕТАМОРФИЗМУ

И.С. Седова, С.Г. Скублов, В.А. Глебовицкий

(Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, glev_vik@pochta.tvoe.tv)

Циркон является важнейшим акцессорным минералом при геохронологических и изотопно-геохимических исследованиях благодаря его способности концентрировать редкие и редкоземельные элементы (REE) и быть устойчивым даже к интенсивным преобразованиям пород. В настоящее время геохимические особенности цирконов из гранитоидов, дополняющие данные геохронологии, широко используются для расшифровки истории геологического развития, при разработке структурно-возрастных шкал различного ранга, при петрологических и геодинамических реконструкциях. Тем не

менее, характер распределения REE и редких элементов в цирконах непосредственно из ультраметаморфогенных гранитоидов описывается в ограниченном круге работ [1-6].

В настоящем сообщении рассматриваются цирконы из различных типов ультраметаморфогенных гранитоидов: автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных. Ранее было показано, что автохтонные гранитоиды формируются вследствие явлений инфильтрационной гранитизации, в результате чего возникают эндрбито- и чарнокитогнейсы в условиях гранулитовой фации (endgn и chgn) и трондьемито- и гранитогнейсы в условиях амфиболитовой фации (trdgn и grngn). В результате последующего анатексиса и диатексиса возникают лейкосомы разных генераций послыонных и ветвистых мигматитов (Lc1-5) и при возрастающей степени плавления диатектиты – параавтохтонные образования, еще не потерявшие связи с протолитом и в зависимости от условий образования представленные гранитами (gn) и трондьемитами (trd) или чарнокитами (ch) и эндрбитами (end). При потере связи с очагами плавления аллохтонные образования обычно представлены гранитами.

Геохимическое и изотопно-геохимическое изучение цирконов производилось для серий образцов, отражающих последовательность гранитообразования. Содержание редких и редкоземельных элементов было определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН для 181 точки в зернах цирконов, отнесенных к центру (с), промежуточной и краевой части (сг и г), а также к кайме обрастания или зоне изменения (b) для 24 образцов. Размер анализируемого участка цирконов не превышал в диаметре 15-20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10-15%; порог обнаружения элементов – в среднем 10 ppb.

На примере одного обнажения (1594) прослеживается эволюция состава циркона для серии chgn(Lc1)→ch(Lc3)→Lc4 (рис.1а). В chgn от центров зерен к краям и каймам обрастания (в данном случае существенно более молодым) происходит обогащение LREE, Li, Ba, Sr, Ca, обеднение Th и U, уменьшение Ce/Ce*, Lu/La, Sm/Lu. Уровень содержания LREE возрастает незначительно от центра к краю зерен и существенно к каймам с уменьшением угла наклона линии спектра для LREE. Такой же характер изменения наблюдается для цирконов в ch1, исключая поведение Th и U. В цирконах Lc4 различие центров и краев незначительное, но направленность изменения противоположная установленной для chgn. Различие в составе частей зерен более существенное, чем между цирконами разных разновидностей пород. Так, центры зерен циркона chgn и ch1, как и их края, не различимы по содержанию REE, Y, Ti, Nb. Однако можно отметить тенденцию повышения концентрации Li, Ba, Sr, Ca, уменьшения Th и U к chgn и противоположную направленность изменения к краевым частям. Каймы обрастания наследуют составы краевых частей кристаллов. В то же время цирконы Lc4 отличаются более высокими концентрациями всех элементов. Таким образом, можно говорить о близких условиях и режимах кристаллизации chgn и ch1, существенно иных, чем при которых формировались Lc4.

Цирконы были изучены в 4 группах автохтонных образований: станových trdgn(St) и алданских grngn, endgn-chgn. Температура в ряду увеличивается приблизительно от 600 до 800°C, калиевая щелочность возрастает в ряду trgn(St)→endgn→grngn, chgn, что подтверждается и сменой ассоциаций сосуществующих минералов. Цирконы представлены преимущественно субпризматическими и округлыми зернами. Осцилляторная зональность характерна для призматических зерен. Проявлены процессы преобразования цирконов (см. далее). Рис. 1б показывает распределения изучаемых элементов и их отношений в центрах цирконов сравниваемых групп пород. Отчетливо проявлено значительное обеднение Li, Ba, LREE, HREE, Y, Ti, Nb цирконов станových трондьемитогнейсов относительно всех остальных. Для них же характерны и минимальные значения Th/U, Ce/Ce*, Lu/La, Sm/Nd.

Возрастание Li и Sm/Nd в цирконах происходит согласно с возрастанием щелочности пород, обусловленной повышенным содержанием калия. Содержания ряда элементов и их индикаторные отношения также увеличиваются с переходом к гранулитовой фации. Это проявляется в распределении Sr, Ca, Th, U, Nb, Ce/Ce*, Lu/La. В краевых частях зерен наблюдается, как правило, незначительное уменьшение содержания рассматриваемых элементов.

Цирконы разновозрастных чарнокитов ch1 и ch2 существенно отличаются друг от друга. В отличие от ch1 в ch2 от центра зерен к каймам содержание REE, Y, Th, U уменьшаются, появляется положительная Eu-аномалия, не происходит обогащение кайм Sr, Ba, Ca. В то же время, уровень содержания REE в центре зерен выше в ch2 относительно ch1, как и концентрации Li, Ba, Sr, Ca, тогда как соотношение для кайм обрастания обратное. Можно предположить, что при вторичных явлениях диатексиса имело место обогащение расплава REE.

В процессах выплавления лейкосомы из гранитогнейса формируются цирконы с более низким содержанием REE (рис. 1в, пунктирные линии), Y, Li, Ba, Sr, Th, U, высокими значениями Ce/Ce* и Lu/La. Еще более контрастные различия установлены при выплавлении лейкосомы из метабазита, когда новообразованные цирконы существенно обеднены (в сотни и десятки раз) всеми рассматриваемыми элементами. Подобные закономерности были установлены и для лейкосом ладожских мигматитов [1, 4].

Обобщение всего материала показало, что для части образцов зерна цирконов обрастают поздними каймами, по времени сильно оторванными от зональных, преимущественно призматических и субпризматических, в некоторых случаях овальных цирконов. Иногда прослеживается полное замещение зерен циркона поздней генерацией. В ряде образцов для морфологически подобных кайм разница в возрасте не фиксируется и предполагается, что их образование происходит на поздних этапах кристаллизации породы.

Четко устанавливается от центров зерен через промежуточные зоны к обоим типам кайм возрастание LREE и в меньшей мере HREE, а также Li, Ca, Ba, Sr, иногда U, Th, Hf, Ti, Nb. Типично уменьшение отношений Th/U, Ce/Ce*, Lu/La, Sm/La. Это установлено для цирконов chgn и ch1 (обн. 1594, Нимнырский блок Алданского щита), endgn и end (обн. 1585, там же). Даже, если отсутствуют закономерные изменения содержания REE и других элементов, то практически всегда величины отношений Ce/Ce*, Lu/La, Sm/La уменьшаются, что, вероятно, является свидетельством более высокой щелочности среды минералообразования на этом этапе относительно времени формирования центров зерен.

Было проведено элементное картирование гетерогенного кристалла циркона из лейкосомы мигматитов алданского комплекса Алданского щита [5] на времяпролетном масс-спектрометре TOF-SIMS⁵. В кристалле циркона квадратного сечения зоны изменения с характерным потемнением в BSE присутствуют в виде ортогональной сетки параллельной границам зерна и под углом около 45 градусов к ней. Спектр распределения REE в центральной неизменной части циркона отличается от магматического повышенным содержанием легких и средних REE с сохранением слабо выраженных Ce- и Eu-аномалий. В темной зоне изменения происходит значительное увеличение содержания легких и средних REE, а также всех редких элементов, за исключением Y, Hf, Th, U. Резкий рост содержания LREE, Ca, Fe и других редких элементов при комплементарном уменьшении Zr и Si является характерной особенностью темных зон изменения циркона [5]. Картирование кристалла циркона на TOF-SIMS⁵ в экспрессном режиме (с разрешением 256*256 и размером первичного пучка 3 мкм) подтвердило обогащение зон изменения в цирконе несовместимыми элементами Na, Ca, Ti, Y. Из REE контрастное распределение показали Ce и Gd.

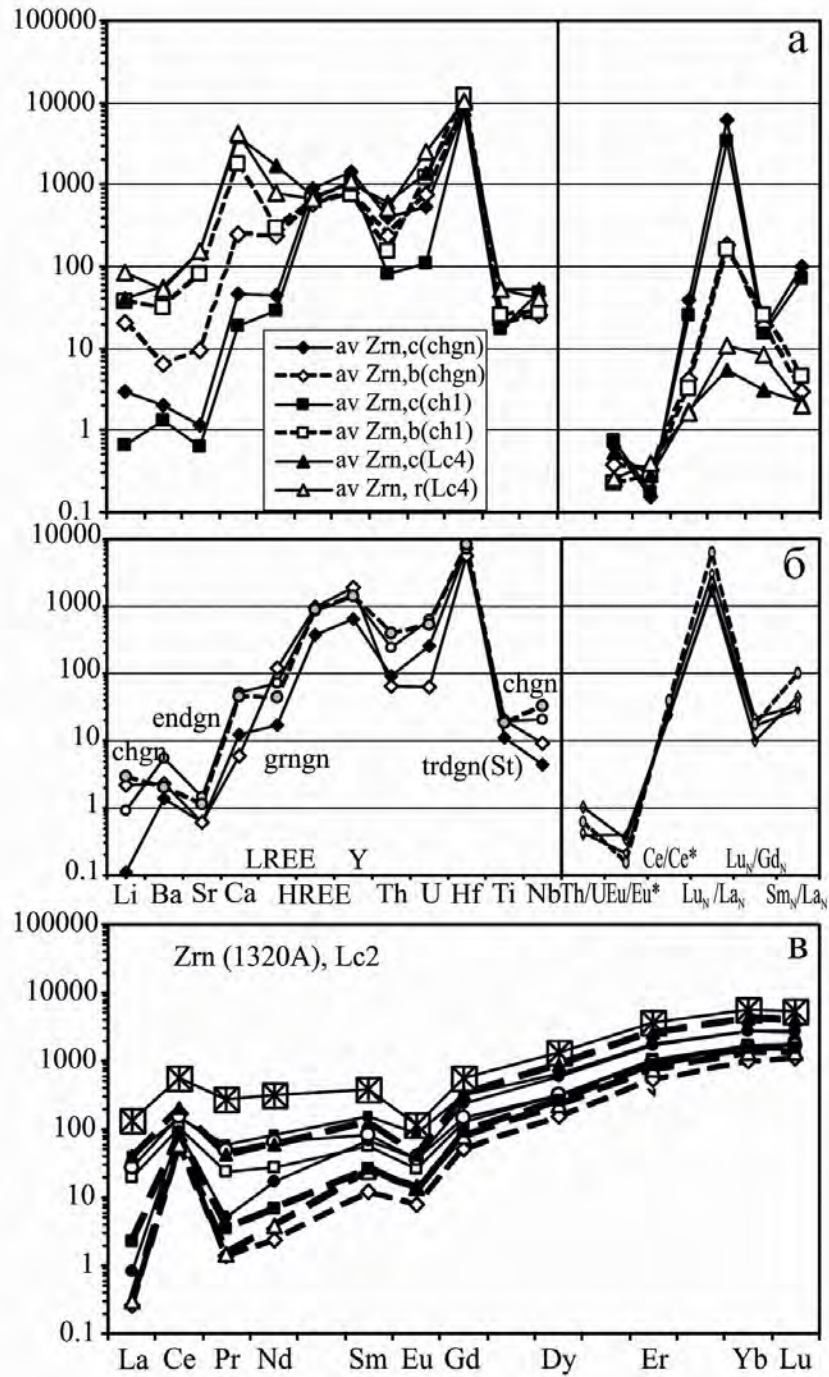


Рис. 1. Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в цирконах из ультраметаморфогенных гранитоидов

Более детальное картирование (с разрешением 512*512 и размером пучка 0.3 мкм) выявило приуроченность всплесков содержания Na и Li непосредственно к краевой части зоны изменения. При построении профилей устанавливается, по мере удаления от оси зоны изменения, следующая последовательность увеличения содержания элементов: Li-Na-Ca, связанная либо с различной скоростью диффузии этих элементов в цирконе (пропорционально ионным радиусам), либо с закономерной эволюцией состава флюида при ультраметаморфизме. По своим геохимическим характеристикам измененный циркон из лейкосомы мигматитов соответствует типичным метасоматическим цирконам.

Исследование поддержано РФФИ, грант №12-05-00597.

Литература

1. Глебовицкий В.А., Саморукова Л.М., Седова И.С., Федосеев А.М. // Доклады АН. 2008. Т. 420. № 6. С. 813—817. 2. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М. // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 627—656. 3. Lancaster P.J., Fu B., Page F.Z., Kita N.T., Bickford M.E., Hill B.M., McLelland J.M., Valley J.W. // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 41—54. 4. Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г. // Геохимия. 2009. № 10. С. 1050—1066. 5. Скублов С.Г., Седова И.С., Глебовицкий В.А., Гембицкая И.М., Саморукова Л.М. // Геохимия. 2010. № 12. С. 1320—1329. 6. Глебовицкий В.А., Седова И.М., Скублов С.Г., Саморукова Л.М., Федосеев А.М. // Записки РМО. 2011. № 5. С. 15—35.

«КОРОВЫЕ» И МАНТИЙНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ ВЫСОКИХ И СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ – СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ

А.Ю. Селятицкий, Н.А. Селятицкая

(Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, dyadyasasha@ngs.ru)

Ультраосновные породы в коллизионных зонах высоких-сверхвысоких давлений могут быть источником важной петрологической информации. Среди этих пород в фанерозойских орогенических зонах различаются перидотиты, которые по генетическому признаку могут быть разделены на мантийные и «коровые». Первые внедрялись в форме тектонических фрагментов реститовой мантии в глубоко погруженную литосферу. Они сохранили все геохимические признаки пород, имеющих мантийное происхождение и характеризуются высокими концентрациями MgO, низкими FeO, MnO и Al₂O₃, относительно богаты такими редкими элементами, как Cr и Ni и бедны PЗЭ, Zr, Y и Nb [1]. Это характерно практически для всех мантийных перидотитов, по всему земному шару. Их называют так же альпинотипными или орогеническими. Перидотиты второго типа («коровые») происходят из до-коллизионных ультрабазит-базитовых предшественников низких давлений, первоначально находившихся в земной коре, а затем при субдукции вместе с корой погруженных в мантию. До метаморфизма высоких / сверхвысоких давлений протолиты «коровых» перидотитов претерпели существенные изменения химического состава [2-3]. В противовес мантийным, они относительно богаты FeO, MnO, TiO₂, Al₂O₃, Zr, Y, Nb, PЗЭ и бедны MgO, Cr и Ni. Как мантийные, так и «коровые» перидотиты позже были выведены на земную поверхность. Они рассматриваются как результат корово-мантийного взаимодействия и позволяют получать данные о характере субдукции и эксгумации, о структуре, свойствах и вещественном составе верхней мантии и низов коры.

Из-за нетипичного для ультрабазитов химического состава, редкой встречаемости и сложной геологической истории, «коровые» перидотиты уникальны. Впервые такие породы обнаружил Д. Карсвелл, изучая породы коллизионной зоны Западной Норвегии [4]. На основе особенностей петрохимического состава он разделил норвежские гранатовые перидотиты на два типа: Mg-Cr тип и Fe-Ti тип.

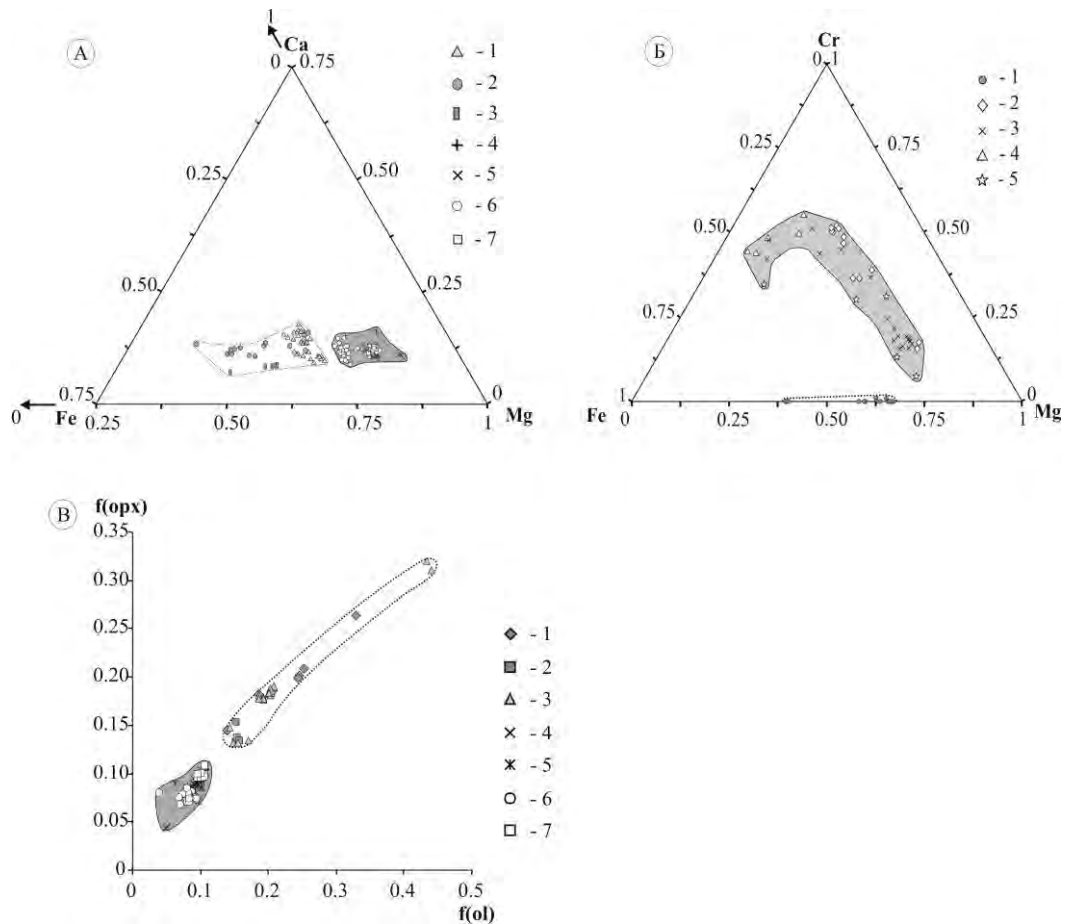


Рис. Минерально-химические различия «коровых» (Fe-Ti типа) и мантийных (Mg-Cr типа) перидотитов.

А – диаграмма Ca-Fe-Mg для составов гранатов. 1-3 – «коровые» перидотиты: 1 – Кокчетавский массив, С. Казахстан, 2 – Западный гнейсовый регион, Норвегия, 3 – террейн Даби-Сулу, Восточный Китай; 4-7 – мантийные перидотиты: 4 – Европа (Бланский массив, Чехия и перидотитовые комплексы Западных Альп), 5 – Западный гнейсовый регион, Норвегия, 6 – террейн Даби-Сулу, Восточный Китай, 7 – п-ов Сулавеси, Индонезия.

Б – диаграмма Cr-Fe-Mg для составов шпинелей. 1 – «коровые» перидотиты Кокчетавского массива, С. Казахстан; 2-5 – мантийные перидотиты: 2 – Бланский массив, Чехия, 3 – перидотитовые комплексы Западных Альп, 4 – террейн Даби-Сулу, Восточный Китай, 7 – п-ов Сулавеси, Индонезия.

В. Диаграмма $f(ol)$ - $f(opx)$ для пар сосуществующих оливина и ортопироксена. 1-3 «коровые» перидотиты: 1 – Западный гнейсовый регион, Норвегия, 2 – террейн Даби-Сулу, восточный Китай, 3 – Кокчетавский массив, северный Казахстан; 4-7 мантийные перидотиты: 4 – Западный гнейсовый регион, Норвегия, 5 – перидотиты Европы (Западные и Центральные Альпы, Лигурийские перидотиты Италии, Бланский массив Чехии), 6 – террейн Даби-Сулу, восточный Китай, 7 – о-в Сулавеси, Индонезия. Точечным пунктиром показаны поля «коровых» составов, серой заливкой – поля «мантийных» составов. Содержание Fe и Mg в формульных коэффициентах; MnO, TiO₂, NiO и Cr₂O₃ – в мас. %. Всего 122 минеральных пары: 91 – из мантийных и 31 – из «коровых» перидотитов.

Для рис. 2 и 3 – точечным пунктиром показаны поля «коровых» составов, серой заливкой – поля мантийных составов.

Впоследствии, перидотиты Fe-Ti типа стали называть «коровыми» [5], в то время как перидотиты Mg-Cr типа относятся к типичным мантийным образованиям. Вслед за Д.

Карсвеллом, перидотиты с таким же необычным составом были найдены в террейне Даби-Сулу, восточный Китай [3] и в Кокчетавском массиве, северный Казахстан [2].

Поскольку валовые составы «коровых» и мантийных перидотитов существенно различаются, а слагающие их фазы – одни и те же (оливин, пироксены, гранат, шпинель), то существуют и заметные различия в составах минералов из разных генетических типов (рис.).

«Коровые» перидотиты характеризуется необычно высокой железистостью и низкими концентрациями хрома и никеля в гранатах, оливинах, клино- и ортопироксенах и шпинелях, что не характерно для минералов из ультраосновных пород типичного мантийного происхождения. Более высокие концентрации титана в мантийных клинопироксенах, шпинелях, а также ортопироксенах, по сравнению с «коровыми» по всей вероятности объясняются тем, что в мантийных перидотитах эти минералы могут являться практически единственными концентраторами примеси TiO_2 , в то время как в «коровых» перидотитах высокое валовое содержание титана и железа обуславливает появление в значительных количествах (несколько %) самостоятельной титан-содержащей фазы – ильменита. Этим же вероятно можно объяснить и похожие концентрации марганца в пироксенах, оливинах, шпинелях и, возможно, в гранатах.

Различия в химических составах «коровых» и мантийных перидотитов и в химических составах слагающих их минералов могут быть использованы для генетической диагностики ультрабазитов в докембрийских кратонах и коллизионных зонах при установлении природы их протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00217), Интеграционного проекта СО РАН № 2, гранта компании ОПТЭК и проекта ОНЗ № 9.

Литература

1. Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 99-119.
2. Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 564-591.
3. Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S., Yui T.-F. // Jour. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 149-166.
4. Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. // Bull. Mineral. 1983. V. 106. P. 727-750.
5. Brueckner H.K., Medaris L.G. // Jour. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 123-133.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОД С АНОМАЛЬНО НИЗКИМ $\delta^{18}O$ В ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩЕ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Н.С. Серебряков¹, И.Н. Биндеман²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, niksebr@yandex.ru; ²Университет штата Орегон, Юджин, США, bindeman@uoregon.edu

Впервые в чупинской толще БПП аномально низкие значения $\delta^{18}O$ были определены в высокоглиноземистых корундсодержащих породах Хитоостровского проявления [1-6]. Близкие значения были обнаружены в таких же породах на проявлении Варацкое [4]. Достаточно низкие отношение $^{18}O/^{16}O$ оказались характерными и для корундсодержащих пород проявления Дядина гора [7]. Поэтому нами [8] было произведено изучение изотопного состава кислорода во всех известных проявлениях корундсодержащих пород БПП (двенадцать проявлений, находящихся в пределах чупинской, кереткой и хетолаббинской толщ). Нами было показано, что только в породах определенного генезиса, с характерной зональностью и минеральным составом, и приуроченных преимущественно к чупинской толще (исключение составляет лишь проявление Миронова Губа, расположенное в пределах керетской толщ), $\delta^{18}O$ характеризуется низкими значениями (от

+2 до -27 ‰ SMOW). Однако, т.к. такие породы встречаются вдоль всего БПП, нами в его пределах выделена региональная зона (протяженностью до 200 км) обогащения пород легким кислородом. При этом значения $\delta^{18}\text{O}$ в породах Хитоостровского проявления (-27 ‰) являются самыми низкими из известных на сегодняшний день в мире.

Понимание причин образования пород с таким $\delta^{18}\text{O}$ невозможно без подробного изучения геолого-структурной позиции пород, их петрографии и минералогии. Однако в большинстве из упомянутых выше публикаций эти вопросы рассматриваются недостаточно. Нами на основе наших предыдущих исследований [9-11 и др.] и с помощью изотопного картирования сделан предварительный анализ геолого-структурного контроля распределения пород с аномально низким $\delta^{18}\text{O}$ [8]. В данной работе представлены новые данные по изотопному картированию, проведенному нами в районе Хитоостровского проявления, и обобщены имеющиеся данные по геологической позиции данных пород.

Петрологическое изучение корундсодержащих пород чупинской толщи [9-10] показало, что данные породы представляют собой два типа сопряженных метасоматитов, заместивших, соответственно, мигматизированные *Ky-Grt-Bt*-плаггиогнейсы с крупными кристаллами кианита (проявления Хитоостров, Варацкое, Высота 128, Плотина, Лягкомина) и метагабброиды (преимущественно, метаморфизованные породы комплекса лерцолит-габброноритов; проявления Дядина гора, Кулежда, Варацкое, Высота 128, Пулонга, Перуселька). Четко отличающиеся по метасоматической зональности, химическому и минеральному составу, данные корундсодержащие породы в то же время пространственно совмещены и контактируют друг с другом (Варацкое и Высота 128) и геологически одновозрастны. Локальное Th-U-Pb датирование (SHRIMP-II) цирконов из пород с крупными кристаллами корунда Хитоостровского проявления дало возраст данных пород 1,89 млрд. лет [11].

Метасоматическая зональность пород обоих типов, и все минеральные реакции на границах зон, соответствует общему тренду десиликации пород и накопления Al_2O_3 , а также увеличению магнезиальности от внешних зон к тыловой (с корундом) [9]. В то же время в породах, заместивших метагабброиды, происходил вынос Ca и особенно Na, приведший к образованию парагенезисов без плаггиоклаза (*Oam+Cam+Ky*, *Cam+Ky*, *Cam+St+Crn*, *Cam+Spl±Hgb*) и даже вообще без натро- и кальцисодержащих минералов (*Oam+Ky*, *Oam+Crn*, *Oam+Spr+Mgn*). Тогда как в корундсодержащих породах, заместивших *Ky-Grt-Bt*-плаггиогнейсы, наоборот, происходил привнос Ca и особенно Na, и для них характерны плаггиоклаз- и паргаситсодержащие парагенезисы.

В обоих типах корундсодержащих пород от внешних зон к тыловой фиксируется увеличение флюидной проработки пород. В породах, развитых по гнейсам, нами описан ряд замещения кианита гнейсов с последовательным образованием по нему *St-Pl*-псевдоморфоз (еще с реликтами *Ky*), далее зональных *Crn-St-Pl*-псевдоморфоз (обычно без реликтов *Ky*), затем сростков мелких кристаллов корунда внутри или на месте псевдоморфоз и, наконец, крупных одиночных кристаллов корунда (с полным исчезновением псевдоморфоз по *Ky*) в тыловой зоне [9]. Это сопровождается также изменением текстурного рисунка пород, когда по направлению к тыловой зоне исчезают сжатые складки, в которые смяты пород внешних зон, и появляется грубая полосчатость, ориентированная параллельно осевым плоскостям указанных складок. В корундсодержащих же породах, заместивших метагабброиды, на увеличение флюидной проработки указывает наличие в тыловой зоне гигантских идиоморфных кристаллов граната (до 20 см).

Наконец, размещение корундсодержащих пород обоих типов контролируется локальными зонами сдвига, что хорошо видно на примере Хитоостровского проявления, где породы располагаются в *Z*-структуре в субширотной сдвиговой зоне свекофеннского

возраста, и на примере проявления Дядина гора, где тыловая зона образует кулисообразные тела в субмеридиональной зоне сдвига [10].

Изотопное картирование пород Хитоостровского проявления показало, что распределение изотопов кислорода на проявлении контролируется той же самой Z-структурой в субширотной сдвиговой зоне. При этом наблюдается закономерное уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ в соответствии с выделенной метасоматической зональностью, так что минимальное значение $\delta^{18}\text{O}$ фиксируется у наиболее проработанных пород тыловой зоны с крупными кристаллами корунда (то же самое описано нами и на Варацком проявлении). Все это указывает на возможную теснейшую генетическую связь между процессом формирования корундсодержащих пород в свекофеннский период и их обогащением легким изотопом кислорода. Этот вывод подтверждается и изучением изотопов кислорода в цирконе из данных корундсодержащих пород: внешняя зона циркона (с возрастом 1,89 млрд. лет) характеризуется аномально-низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, тогда как его внутренние зоны (с возрастом 2.8-2.55 млрд. лет) имеют обычный изотопный состав [6]. Схожая картина структурного контроля наблюдается и на проявлении Дядина гора – породы с самым низким на проявлении $\delta^{18}\text{O}$ находятся именно в кулисообразных телах тыловой зоны [8].

Интересно, что на проявлениях Хитоостров, Варацкое и Высота 128 вмещающие породы (любого состава: *Ky-Grt-Bt*-плаггиогнейсы, *Grт-Bt*-плаггиогнейсы, мусковитовые плаггиогнейсы, различные амфиболиты), примыкающие к корундсодержащим породам, также имеют низкий $\delta^{18}\text{O}$ (до -21 ‰ в *Grт*-амфиболитах на Хитоострове). Более того, изотопное картирование вокруг Хитоостровского проявления показало, что не только непосредственно примыкающие к корундсодержащим метасоматитам, но и находящиеся на достаточном удалении от них породы обогащены легким кислородом. Так, нами на протяжении более 3 километров выделена достаточно узкая зона (продолжающаяся в обе стороны субширотную зону сдвига, выявленную на проявлении), где найдены породы (амфиболиты и гнейсы) с низким значением $\delta^{18}\text{O}$ (от 0 до -15 ‰). Эта зона определенно имеет тектонический характер, т.к. находящиеся в ней все тела амфиболитов (некоторые из которых содержат легкий кислород) будинированы и растащены среди гнейсов. Однако значения $\delta^{18}\text{O}$ во всех этих породах рамы нигде не ниже того минимума, который найден в самих корундсодержащих породах. Более того, наблюдается постепенное понижение $\delta^{18}\text{O}$ по мере приближения к корундсодержащим породам вдоль простираения этой зоны. Все это также указывает на возможное контролирование распределения обогащенных легким изотопом кислорода пород тектоническими (видимо, сдвиговыми) структурами, причем именно свекофеннского возраста, т.к. будинированию в данной зоне подвергаются и Фергаббро возраста 2.1. млрд. лет.

Таким образом, геолого-структурный контроль распределения легкого кислорода на проявлениях двух выделенных типов корундсодержащих пород чупинской толщи БПП проявляется на разных масштабных уровнях:

1. Внутри самих корундсодержащих пород – подчинение их метасоматической зональности (понижение $\delta^{18}\text{O}$ в сторону максимально проработанной тыловой зоны).
2. В масштабе проявления – контролирование теми же локальными структурами (Z-структуры, кулисы) в сдвиговых зонах свекофеннского возраста, что и размещение самих корундсодержащих пород. При этом примыкающие к корундсодержащим метасоматитам вмещающие породы любого состава также характеризуются низким $\delta^{18}\text{O}$, но в них распределение изотопов также подчиняются общей закономерности – понижение $\delta^{18}\text{O}$ в сторону корундсодержащих пород.

3. В масштабе района проявления – приуроченность к тектоническим (видимо, сдвиговым) зонам, вдоль которых (даже на значительном удалении от корундсодержащих метасоматитов) происходит обогащение легким кислородом пород любого состава. Но значения $\delta^{18}\text{O}$ в них значительно выше того минимума, который был зафиксирован в корундсодержащих породах. И лишь по мере приближения к последним это значение понижается.

Все эти особенности распределения легкого изотопа кислорода необходимо учитывать при построении модели образования корундсодержащих пород с низким $\delta^{18}\text{O}$.

Литература

1. Бакиев И.А., Устинов В.И., Долгова О.С. и др. // Электрон. науч.-информ. журн. Вестн. Отд-ния наук о Земле РАН. 2006. № 1 (24). 2. Krylov D.P. // Eds. Bullen T.D., Wang Y. Water-rock interaction 12. London: Taylor and Francis Group, 2007. P. 87–89. 3. Крылов Д.П. // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 4. С. 533–536. 4. Устинов В.И., Бакиев И.А., Серебряков Н.С. // Геохимия. 2008. № 11. С. 1245–1248. 5. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Яковенко В.В., Карабцов А.А. // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 1. С. 85–88. 6. Bindeman, I.N., Schmitt, A.K., Evans, D.A.D. // Geology. 2010. V. 38. P. 631–634. 7. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 679–681. 8. Bindeman I.N., Serebryakov N.S. // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 306. P. 163–174. 9. Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореф. канд. дисс. М., 2004. 30 с. 10. Серебряков Н.С., Аристов В.В. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 36–42. 11. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.

СУЛЬФИДЫ- КАК МИНЕРАЛЫ-ГЕОХРОНОМЕТРЫ В SM-ND МЕТОДЕ ДАТИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

П.А. Серов, Н.А. Екимова, Т.Б. Баянова

(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru)

В пределах Фенноскандинавского щита только на поверхности насчитываются сотни мафит-ультрамафитовых интрузий, а по геофизическим данным (на глубине) – более тысячи. Существующие оценки их рудного потенциала связаны с очень дорогостоящими и длительными буровыми и аналитическими работами [1]. Одним из экспрессных и относительно дешевых методов исследований является Sm-Nd метод, особенностью которого является то, что он позволяет использовать для датирования процессов породообразующие минералы. Наши исследования показали, что наряду с породообразующими, возможно использование и рудных минералов (сульфидов) для определения времени рудогенеза промышленно значимых геологических объектов, так как именно с сульфидами тесно связана промышленная Pt-Pd минерализация.

Определение возраста по сульфидам является прямым методом, поскольку в этом случае датируется непосредственно время рудообразования, которое может как совпадать с временем кристаллизации материнской магмы (сингенетичные руды), так и не совпадать – эпигенетичные, переотложенные руды.

Изотопные Sm-Nd исследования по сульфидам практически не проводятся, т.к. содержания РЗЭ в сульфидных минералах считаются весьма низкими (ниже 0.1 ppm). Между тем, исследования РЗЭ [2; 3], проведенные в сульфидах из гидротермальных источников срединно-океанических хребтов, показали возможность нахождения РЗЭ в кристаллической решетке сульфидов в измеряемых количествах. Мы продолжили эти исследования и изучили распределение РЗЭ в сульфидных минералах. Результаты показывают вполне ощутимые и измеряемые на масс-спектрометрах концентрации, включая Sm и Nd, достаточные для использования сульфидов в Sm-Nd изотопном методе [4].

Одной из проблем Sm-Nd систематики сульфидов является вопрос о внутренних включениях с высокими содержаниями РЗЭ (например, монацита). В таком случае, полученные изотопно-геохронологические характеристики могут не соответствовать реальным геологическим событиям. Для решения этого вопроса было проведено исследование внутренней структуры сульфидных минералов методом катодоллюминесценции с использованием высоколокального оборудования - сканирующего электронного микроскопа LEO 1450 с катодоллюминесцентной приставкой PanaCL.. Проведенные исследования показали, что эти включения не способны значительно повлиять на результаты Sm-Nd анализа. Подтверждением этого вывода служит работа [5], где изучались РЗЭ в сульфиде из хондрита Bishunpur методом нейтронно-активационного анализа (INAA). В изученном образце были установлены включения энстатита и Fe, Si, Cr-обогащенная фаза, однако, расчеты авторов статьи показали, что эти силикатные включения не вносят значительного вклада в общее содержание РЗЭ в сульфидах [5].

Впервые с использованием сульфидных минералов в качестве геохронометров в Sm-Nd методе были датированы рудные перидотиты и брекчиевидные руды Пильгуярвинского месторождения, Печенга (1950±58 млн. лет и 1965±87 млн. лет), (рис.1), рудные габбронориты и габбро-анортозиты месторождения Киевей (2483±86 млн. лет и 2476±41 млн. лет) и метагаббро месторождения Федоровой Тундры (2494±54 млн. лет, рис. 2).

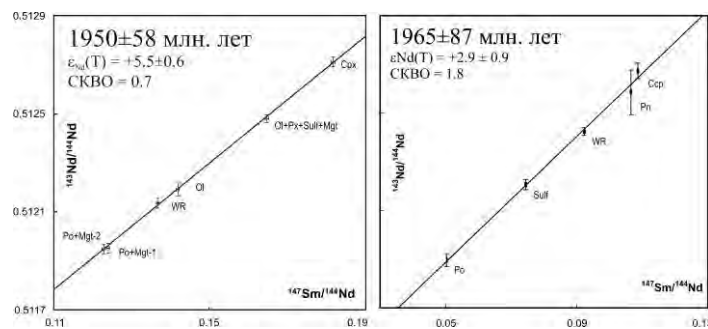


Рис. 1. Минеральные Sm-Nd изохроны для рудных перидотитов (а) и брекчиевидных руд (б) Пильгуярвинского месторождения, Печенга.

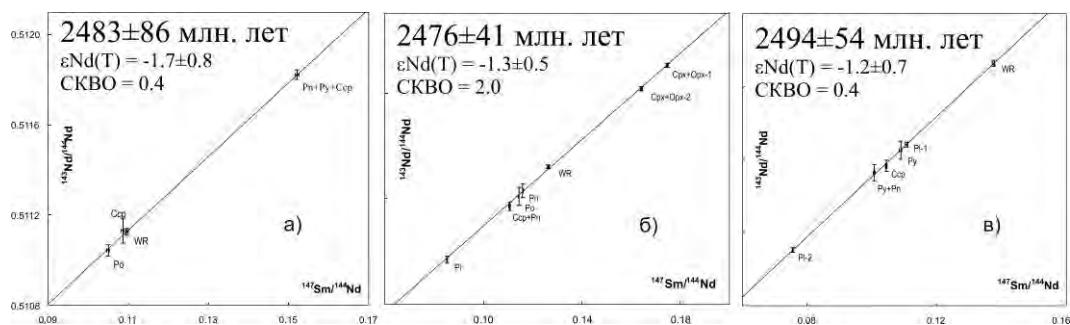


Рис. 2. Минеральные Sm-Nd изохроны для рудных габброноритов (а) и габбро-анортозитов (б) месторождения Киевей и метагаббро месторождения Федоровой Тундры (в).

Полученные возраста хорошо согласуются с U-Pb датировками по цирконам [6].

До настоящего времени основным методом датирования рудного процесса являлся Re-Os метод по сульфидам [7, 8]. Однако исследования Re-Os систематики сульфидных минералов не всегда дают корректные возрастные результаты. Например, для перидотитов Пильгуйярвинского месторождения Печенги были получены Re-Os возраста от 650 до 1600 млн. лет, показывая разбалансированность системы и разную степень изменения вторичными процессами. В то же время, Sm-Nd возраст с использованием этих же сульфидов хорошо согласуется с U-Pb датировками по циркону (1980 млн. лет) и позволяет сделать вывод о том, что Sm-Nd система сульфидов является более устойчивой к процессам вторичного изменения (автометаморфизм, метасоматоз и т.д.), чем Re-Os система.

Таким образом, проведенные исследования показали вполне корректные, подкрепленные другими геохронологическими и инструментальными методами, результаты и дали возможность определить временные реперы рудогенеза главнейших промышленно значимых платинометаллических объектов, а новые изотопно-геохронологические данные позволили закрепить тезис о том, что сульфидная минерализация изученных объектов образовывалась синхронно с кристаллизацией магмы, т.е. на магматическом этапе становления массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке МОУН РФ (ГК 16.515.11.5013), грантов РФФИ №№ 11-05-12012-офи_м-2011, 10-05-00058-а, 11-05-00570-а и приоритетных научных программ ОНЗ РАН (2, 6).

Литература

1. Митрофанов Ф.П. // Отечественная геология. 2006. №4. С.3-9.
2. Дубинин А.В. // Геохимия. 1993 б. № 11. С. 1605-1619.
3. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. // Журнал аналитической химии. 2003. Т. 58. № 9. С. 975-979.
4. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Митрофанов Ф.П. // Доклады АН. 2011. т. 436. №1. С. 75-78.
5. P. Kong, E. Deloule, H. Palme. // Earth and planetary Science letters. 2000. No. 177. P. 1-7.
6. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004. 174 с.
7. R.J. Walker, J.W. Morgan, A.J. Naldrett et. Al. // Earth and Planetary Science Letters. 1991. No 105. P. 416-429.
8. R.M. Morelli, R.A. Creaser, D. Selby. // Economic Geology. 2004. Vol. 99. P. 1569-1576.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕКОМПРЕССИОННЫХ СИМПЛЕКТИТОВЫХ МИКРОСТРУКТУР В МЕТАМОРФИТАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

О.С. Сибелев

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, sibelev@krc.karelia.ru)

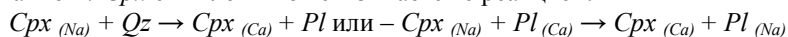
«Симплектит» - общий термин для целого ряда микроструктур, имеющих различный генезис: распад твердых растворов, эвтектическая кристаллизация остаточных расплавов (гранофиры), метасоматоз, твердофазные метаморфические реакции и т. д. Метаморфогенные симплектиты формируются при изменении РТ-параметров и, наряду с многочисленными сопряженными реакционными взаимоотношениями минералов, несут ценную информацию о термодинамической направленности метаморфического процесса. В Беломорском подвижном поясе они фиксируются в областях проявлений эклогитов и эклогитоподобных пород (эклогитовая провинция по [1]) и развития высокоглиноземистых гнейсов позднесвекофеннского этапа (Енский район) [2]. В последних широко распространены Qz-Cd* симплектиты. В Гридинской зоне меланжа, на примере которой

* Сокращения названий и характеристик состава минералов: Ab – альбит, Act – актинолит, Am – амфибол, An – анортит, Aug – авгит, Bt – биотит, Cb – карбонаты, Cd – кордиерит, Crd – корунд, Cpx – клинопироксен, Czo – клиноцоизит, Di – диопсид, Ed – эденит, Fe-Ed – ферроэдентит, En – энстатит, Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Jd – жадеит, Mg-Hbl – магнезиальная роговая обманка, Ms – мусковит, Olg – олигоклаз, Omp – омфациит, Or –

рассматривается симплектитообразование, помимо «классических», достаточно хорошо изученных *Pl-Cpx* минеральных сростаний, были обнаружены и описаны *Opx-Cpx*, *Qz-Cpx* и *Qz-Czo* симплектиты. Все вышеперечисленные образования обладают общими типоморфными особенностями, позволившими объединить их в отдельную группу микроструктур, маркирующих режим декомпрессии [3]. Сюда не вошли *Crd-Pl*, *Spl* ($\pm Sph$)-*An* и некоторые другие минеральные сростки, характеризующиеся иными условиями образования и морфологией минеральных взаимоотношений, а также неизученные пока *Qz-Bt*, *Qz-Ms* и *Mgt-Am* симплектиты.

Плагноклаз-клинопироксеновые и плагноклаз-амфиболовые симплектиты развиваются преимущественно по апобазитам и пользуются наибольшим распространением в районах проявлений эклогитового метаморфизма как мезо-неоархейского, так и палеопротерозойского возраста. Зачастую ранние *Grt-Omp* эклогитовые парагенезисы не сохраняются и тогда эти структуры рассматриваются как признаки изначально высокобарических (эклогитовых) условий преобразования протолита данных пород.

Формирование *Pl-Cpx* симплектитов связывается с реакцией:

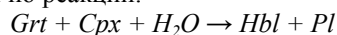


Однако парагенетический анализ указывает на более вероятную изохимическую реакцию:

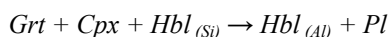


Фигуративные точки составов всех трех минералов на диаграмме состав-парагенезис (*ACF*), располагаются на одной конноде. Бластез *Hbl*, наряду с падением содержаний *Jd* в *Cpx*, резко сужает поле устойчивости *Grt-Cpx* парагенезиса, но на определенном этапе еще возможно существование равновесной ассоциации *Cpx-Hbl-Grt* – «эклогитового амфиболита» (по [4]).

Рост глиноземистости *Hbl* и переход *Omp* в *Di* приводят к полному запрету парагенезиса *Cpx-Grt* и возможности появления нового – *Hbl-Pl*. На этой стадии формируются *Pl-Am* диабластиты по реакции:



Возможно, в реакцию вступает и уже существующая, относительно низкоглиноземистая *Hbl*:

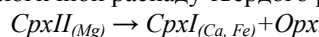


Несмотря на незначительные вариации содержаний *An* в *Pl*, *Cpx* всегда ассоциирует с наиболее основным *Pl*, а *Grt* – с более кислым. С *Hbl* сосуществует *Pl* промежуточного состава. *Pl-Am* диабластиты либо наследуют структуры *Pl-Cpx* симплектитов, либо формируют реакционные симплектитоподобные соотношения, не обязательно связанные с декомпрессионными процессами.

Двупироксеновые (En-Di) симплектиты в Гридинской зоне меланжа выявлены недавно и описываются впервые. Они формируются в эклогитизированных палеопротерозойских габброидах, участками метаморфизованных в условиях амфиболитовой – гранулитовой фаций. Метагабброиды представляют собой интенсивно измененные породы бластогаббровой, гетерогранобластовой с элементами келифитовой структур. Основу их (60%) составляют крупные, пегматоидные зерна *Cpx* (*Di*), окаймляющиеся *Am* (*Mg-Hbl - Act*). Лейкократовые участки и интерстиции меж зерен *Cpx* выполнены мелкозернистым агрегатом *Bt*, *Qz*, новообразованного *Opx* (*En*), *Grt* и *Pl* (+*Rut*, *Ilm*, *Cb*, *Ap*).

ортоклаз, *Pl* – плагноклаз, *Prg* – паргасит, *Spl* – шпинель, *Sph* – сапфирин, *Qz* – кварц, *Zo* – цоизит; X_{Mg} – магнезиальность ($Mg/(Mg+Fe+Mn)$).

Cpx часто сдвойникованы, содержат значительное количество включений *Am*, *Orx* и многочисленные линейные и ламеллевые структуры распада, представленные *Orx*. Симплектиты развиваются в не крупных (до 1 мм) реликтовых включениях округлой или амебообразной формы относительно более кальциевого и более железистого *CpxI* во внутренних частях крупных зерен *CpxII*, обладают червеобразным или дактилитоподобным рисунком *Orx* вростков. Содержание *Jd* минала в обеих генерациях *Cpx* не превышает 7%, но в *Cpx* из симплектитов этот показатель закономерно ниже. На диаграммах фазового соответствия фигуративные точки *CpxI*, *CpxII* и *Orx* так же, как и рассмотренные в предыдущем разделе симплектитообразующие минералы располагаются на одной конноде. Представляется, что образование подобных минеральных сростаний протекает в два сближенных во времени этапа. Изначально, за счет уменьшения содержаний *Jd* компоненты в *CpxI*, в нем начинают образовываться симплектитовые полости, которые, затем, выполняются *Orx*, по реакции аналогичной распаду твердого раствора:



Очевидно, что структуры такого минерального состава могут формироваться лишь в бронированных включениях. В противном случае, на месте *Orx* находился бы *Pl*.

Кварц-клиноцоизитовые и кварц-клинопироксеновые симплектиты. Породы, в которых выявлены рассматриваемые симплектиты, представляют собой *Cpx-Czo-Pl* ($\pm Grt$, $\pm Bt$, $\pm Or$) лейкоамфиболиты. Они тесно ассоциируют с эклогитами и иногда слагают полосы или неясной формы участки внутри крупных обломков эклогитизированных тел базитов. В них ярко проявлены реакционные соотношения главных породообразующих минералов: это келифитовые каймы *Qz-Czo* агрегатов вокруг *Am* и (или) *Qz-Cpx* симплектитов, келифитовые каймы *Am* вокруг *Cpx*, а также *Qz-Czo* симплектиты вокруг зерен *Zo* или низкожелезистого *Czo*. *Cpx* (*Aug*) в этих породах характеризуется высоким содержанием *Si*, который полностью заполняет тетраэдрическую позицию и обладает аномально высокой магнезиальностью ($X_{Mg} = 0,86-0,89$).

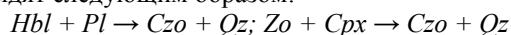
Анализ парагенетических соотношений минералов клиноцоизитовых пород показывает, что кажущееся увеличение доли *Ca*, относительно протолита (эклогитизированного базита), за счет появления *Zo* ($Si=2,85-2,88$ ф. ед; $Fe_{\text{сумма}} = 0,15-0,25$ ф. ед.) и присутствия среднего *Pl*, компенсируется смещением состава *Cpx* в *Fe-Mg* область и пересыщение его *Si*, с одновременным падением основности *Pl* (в контактах с *Czo* она не превышает 26-30% *An*). При этом, валовый химический состав породы не меняется.

Характерная особенность рассматриваемых пород – отсутствие равновесия *Cpx* с *Pl*. Поэтому симплектиты здесь представлены не «классическими» *Pl-Cpx* разновидностями, а – *Qz-Cpx*. Это легко объяснимо тем, что кристаллизующаяся роговая обманка (*Ed - Mg-Hbl*) и парагенезис *Czo* с *Olg*, делают невозможным сосуществование *Cpx* с *Pl*. В этой ситуации *Cpx* обрастает келифитовой каймой *Hbl*, которая еще может быть парагенетична с *Grt*, наиболее железистым *Czo* и кислым *Pl*.

На следующей ступени регрессивных преобразований *Hbl* становится метастабильной и замещается парагенезисами *Czo-Bt-Or*, *Czo-Or*, и *Czo-Pl*₂₆₋₃₀. В клиноцоизитовых породах симплектиты с участием *Hbl* не фиксируются.

Реакция образования *Qz-Cpx* симплектитов чрезвычайно проста. С падением, пусть даже незначительным, содержаний *Jd* в *Cpx*, избыток *Si* сбрасывается либо в виде симплектитов, либо в межзерновое пространство.

Формирование симплектитов *Qz-Czo* состава связано с реакциями, которые в упрощенном виде выглядят следующим образом:



Подобные преобразования не протекают изолированно и сопряжены с перераспределением значительного числа компонентов в уже существующие или в новообразующиеся фазы: Mg – в Cpx , K – в Bt и Or , Na – в Pl .

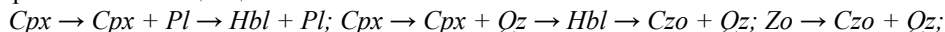
Zo (как и ранний Aug) не формирует симплектитов, они появляются при увеличении содержаний в нем Er молекулы и, вероятно, смене сингонии с ромбической, на моноклинную:



Недостаток Fe при этом «заимствуется» у разлагающегося Cpx .

Представленные реакции объясняют высокую магнезиальность Cpx , раскисление Pl в контактах с Czo кристаллизацию равновесного с Czo Or и т. д.

Петрографические наблюдения над многочисленными келифитовыми каймами, реликтовыми включениями в новообразованных фазах, псевдоморфными замещениями в эклогитизированных породах указывают на четкую временную последовательность смены минералов и их ассоциаций:



В каждом ряду (слева – направо) кристаллизующиеся ассоциации или минералы устойчивы при более низкой ступени метаморфизма. Данные по составу минералов не только подтверждают этот вывод (например, регрессивная зональность), но и позволяют говорить о том, что регресс выражен в падении давления.

Еще один немаловажный аспект заключается в том, что симплектитовые срастания представляют собой моновариантные равновесия и поэтому обладают дополнительной степенью свободы, реализующейся в широких вариациях содержаний компонентов в одной из фаз (в минерале-«хозяине»).

Декомпрессионные симплектиты – вторичные регрессивные структуры, их формированию предшествует увеличение мольного объема и разуплотнение минерала при соответствующем изменении содержаний компонентов. Разуплотнение является главным фактором, «ответственным» за симплектиитообразование. В пользу этого положения свидетельствует, например тот факт, что минеральные вроски в Cpx могут быть представлены разными минералами. Если, за счет физико-химических условий или кинетических факторов, он не равновесен с Pl , то образующиеся в нем менее плотные участки заполняются не $Alb-Olg$, а избыточным Qz или Orx .

Изучавшиеся в данной работе симплектитовые срастания, являясь реакционными структурами, занимают определенное место в общей последовательности минеральных преобразований и маркируют стадии эксгумации или апплифтинга. Форма и размеры срастаний связаны не только со скоростью метаморфических реакций (скоростью подъема пород), но и с кристаллографическими и физико-химическими свойствами минералов.

Литература

1. Минц М. В., Конилов А. Н., Докукина К. А., Каулина Т. В., Белоусова Е. А., Натанов Л. М., Гриффин У. Л., О'Рейлли С. // Доклады РАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 776-781.
2. Сибелев О. С. Позднесвекофеннский (PR_1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского полуострова и Северная Карелия // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М. 1998. 21 с.
3. Сибелев О. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 66-72.

**АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ Г.ЗМЕИНОЙ
(ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)***И.В. Сияжковская, А.М. Юминов*

(Южно-Уральский государственный университет, Челябинск, sin@mineralogy.ru)

Введение. В последние годы алюмосиликатные породы рассматриваются не только, как сырье для производства огнеупоров и абразивных материалов, но и как глиноземистое сырье для производства алюминия [1]. В связи с ограниченностью выявления бокситовых месторождений на Урале, актуальным является доизучение минерального состава, геологического строения и условий образования известных объектов, содержащих высокоглиноземистую минерализацию метаморфического и/или метасоматического происхождения.

Основная часть. Участок г.Змеиной находится в Адамовском районе Оренбургской области. Геологически он приурочен к Теренсайскому рудному району, в пределах которого расположены колчеданные месторождения Джусинское и Барсучий Лог [2].

Тектонически описываемый рудный район выделяется в качестве Джусинской структурно-формационной зоны, вулканизм которой развивался на гранитизированном основании. Наиболее крупное нарушение, разделяющее Магнитогорское погружение и Восточно-Уральское поднятие, представлено системой сближенных субмеридиональных крутопадающих на запад разрывов, сопровождающихся дайками различного состава. В связи с этим, все вулканогенные породы Теренсайского района превращены в зеленые сланцы эпидот-биотит-хлоритовой субфации. Степень метаморфизма падает с удалением от глубинного разлома. Околорудный метаморфизм проявлен локально, в виде широких зон метасоматически измененных пород вблизи колчеданных залежей.

Участок находится в структуре, известной под названием Джарлинский грабен или Андреевская зона смятия. Тектоническое нарушение местного значения выражено долиной ручья Кумус-Тюбе, в верховьях которого располагается г.Змеиная. Авторами в 2011 г. проведено детальное картирование участка в масштабе 1:1000 и опробование всех разновидностей пород для изучения пород в шлифах, уточнения их состава и проведения термобарогеохимических измерений. По результатам рентгенофазового анализа (дифрактометр ДРОН-2.0; FeK_{α} - излучение; монохроматор; аналитик П. В. Хворов, лаборатория КМИМ ИМин УрО РАН) выявлены следующие минеральные ассоциации:

1. Вмещающие породы – измененные туфы кислого и смешанного состава с реликтовой обломочной текстурой, превращены в хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы с различным соотношением хлорита и серицита. Параметры сланцеватости: $AzPd\ 270^{\circ}$, $\angle 40^{\circ}$. Наблюдаемая мощность пород – порядка 100 метров.

2. Зона тектонического нарушения, выраженная жилами кварца ($AzPr\ 320^{\circ}$) с вкрапленностью окисленного пирита. Вдоль контакта породы пелитизированы и содержат слюдистый материал (серицит). Мощность зоны – до 1.4 метров.

3. Кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые и серицитовые сланцы. В количественном отношении преобладает слюдистая составляющая, в непосредственной близости к тектоническому контакту установлено присутствие кианита. Измеренная мощность этой зоны 50-60 м.

4. Кианитсодержащие породы типа кристаллических сланцев. Кристаллы кианита достигают 2-3 см, встречаются разности голубоватой окраски. Мощность толщи 40 м.

5. Вторичные кварциты с выделениями аморфного (агальматолитоподобного) пирофиллита в виде включений пятнистой формы. Мощность толщи – 30 метров.

6. Мономинеральные сливные кварциты серого цвета с хрусталеносными гнездами. Видимая мощность – порядка 70 м.

Среди кианитовых пород стадии регионального метаморфизма на участке г.Змеиной выявлено две генерации пиррофиллитсодержащих пород – сланцы пиррофиллит-серицит-кварцевые либо пиррофиллит-серицитовые (с хлоритом и без него), образованные предположительно по лавам и туфам дацитов и риодацитов вмещающей толщи и кианит-серицит-пиррофиллит-кварцевые (с хлоритом и без него), которые, скорее всего являются результатом регрессивного метаморфизма кианитовых сланцев. Пиррофиллитовые агрегаты – чешуйчатые, серебристо-белые, размером от долей мм до 3-5 мм, структура пород лепидобластовая, текстура – сланцеватая. Кроме того, отмечены многочисленные жилы, в составе которых определены кварц, серицит, кианит, хлорит и пиррофиллитовые светлоокрашенные (белые, желтоватые) сферолиты радиусом 1-5 мм. Подобные жилы описаны ранее на Березовском рудном поле [3].

Выводы. Аллюмосиликатные породы участка г.Змеиной представлены серицит-кварцевыми и хлорит-серицит-кварцевыми (фашия зеленых сланцев – температура до 400 °С, давление до 1 ГПа), а также серицит-хлорит-кианит-кварцевыми (фашия кианитовых сланцев, температура до 600 °С, давление до 10 ГПа) сланцами. В небольшом количестве (от первых до 10 %) в них установлено присутствие пиррофиллита. Пиррофиллитовая минерализация участка связана с более поздними стадиями низкотемпературного (порядка 300 °С) метаморфизма, наложенными на породы зеленосланцевой фашии (с образованием пиррофиллита за счет серицита, аналогично Куль-Юрт-Тау [4]) и фашии кианитовых сланцев (кианит + кварц + вода = пиррофиллит). Образование жил, выполненных пиррофиллитом сферолитового сложения, связано с наиболее поздними поступлениями низкотемпературных гидротермальных растворов. Для определения физико-химических условий образования высокоглиноземистой минерализации исследуемых пород, установления генетической связи с тем или иным типом регионального метаморфизма и последующих гидротермально-метасоматических преобразований, в дальнейшем планируется провести измерение их термобарогеохимических параметров.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», ГК № 14.740.11.1048 от 23 мая 2011г.).

Литература

1. Коротеев В. А., Огородников В. Н., Войтеховский Ю. Л. и др. Небокситовое алюминиевое сырье России. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 228 с.
2. Прокин В. А., Нечухин В. М., Сопко П. Ф. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
3. Юминов А. М., Симонов В. А. // Уральский минералогический сборник № 10. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С.170-186.
4. Синяковская И. В., Зайков В. В. Пиррофиллитовое сырье месторождения Куль-Юрт-Тау (Башкортостан). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 155 с.

МАГМАТИЗМ ШПИЦБЕРГЕНА: СИНТЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

А.Н. Сироткин

(Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Ломоносов, pechenga-67@yandex.ru)

Архипелаг Шпицберген представляет собой уникальный природный объект на стыке двух океанов, являющийся связующим звеном между Евразийским и Североамериканским континентами. Здесь на дневную поверхность выведены геологические образования разного возраста и формационной принадлежности; среди них и проявления магматизма, которые характеризуются различным возрастом ($PR_1 - Q$) и типом. Сейчас на Шпицбергене

наиболее полно изучены проявления *MZ-KZ* магматизма, процессы становления которых хорошо согласуются с тектоническими представлениями о регионе и данными по абсолютному возрасту [1]. Но для *PE* и *PZ* магматитов, зачастую испытавших метаморфизм и дислокации, изученность остаётся недостаточной, несмотря на отдельные работы по петрографо-петрохимической характеристике конкретных комплексов [2, 3]. Это не позволяет создать логичных моделей тектоно-магматического развития архипелага и определить в них роль выделенных комплексов. Единственной работой такого рода было исследование, проведённое в 1984 году под руководством С.А. Абакумова [4] по формационной типизации магматических комплексов Шпицбергена. Однако большим недостатком этой работы являлось отсутствие современных геохронологических датировок и ясных представлений о структурно-геологическом положении многих магматических проявлений.

Материал по магматизму Шпицбергена, накопленный за эти годы, позволяет расчленить древние магматиты и решить ряд задач: а) выявление геологической позиции магматических комплексов; б) получение петрографо-петрохимической характеристики магматитов; в) определение их возраста; г) выделение временных и латеральных рядов магматических образований. Это позволит определить связь магматизма, метаморфизма и тектоники для разновозрастных структурно-формационных зон с различным геодинамическим режимом и даст новый материал для минерагенического прогноза.

Материалы по геохронологии *PE* и *PZ* комплексов Шпицбергена позволяют выделить пять эпох тектоно-магматической и тектоно-метаморфической активности [5]. Наиболее древние, *PR₁* комплексы выявлены на западе полуострова Нью Фрисланд (НФ). Можно утверждать, что в *PR₁* происходило накопление осадочно-вулканогенной серии Атомфьелла в субдукционных обстановках [6]. Этот этап формирования древнего фундамента закончился метаморфизмом и внедрением тел анатектических гранитоидов (1809-1723 млн. лет). Метавулканы отнесены к базальт-андезит-риолитовой формации: это умеренно- и низкощелочные образования, которые могут быть отнесены к известково-щелочной серии; в подчинённом количестве присутствуют породы субщелочной и толеитовой серий, представленные метабазами. Анатектиты - нормальнощелочные граниты и гранодиориты *K-Na* типа известково-щелочной серии. Здесь же описаны тела ультрабазитов *K-Na* типа, отнесённых к пироксенит-перидотитовой формации и имеющих возраст 1870 млн. лет. В других районах архипелага комплексы такого возраста достоверно не установлены, но среди валунов в *V* и *D* конгломератах часто встречаются гранитоиды *PR₁*. Так, на Северо-Западном Шпицбергене (СЗШ) в базальных конгломератах *D* описаны крупные (до 1,5 м) валуны кварцевых порфиров (1740 млн. лет). По химизму они являются нормальнощелочными гранитами *K-Na* типа известково-щелочной серии.

Широкое проявление на Шпицбергене тектоно-метаморфических и тектоно-магматических событий *R₂* выявлено недавно; установлена их связь с процессами древнего рифтогенеза [6]. Магматиты этого возраста проявлены во всех районах выходов фундамента; представлены метавулканидами и массивами интрузивных пород. Изотопные датировки позволяют оценить интервал *R₂* этапа от 1302 до 940 млн. лет. Внутри этапа выделяются два периода магматической активности, связанные с разными стадиями формирования рифтогенной структуры. Первый период (предрифтовая стадия, 1302-1072 млн. лет) - характеризуется проявлением преимущественно основного магматизма. На западе НФ в породах серии Атомфьелла локализованы мощные силлы метагабброидов. По химизму они отвечают габбро-диабазам *K-Na* типа толеитовой серии; отсутствие *Eu* минимума свидетельствует о минимальной коровой составляющей исходной толеит-базальтовой магмы. Возраст метагабброидов - 1302 млн. лет; обстановки формирования определены как внутриплитные. Сходными являются силлы метабазитов, закартированные

на СЗШ и Северо-Восточной Земле (СВЗ) среди пород R_1 . Метабазиты СВЗ соответствуют по своему химизму габбро и пикритам $K-Na$ и Na типа и отнесены к толеитовой серии; РЗЭ характеризуются равным соотношением лёгких и тяжёлых элементов и отсутствием Eu минимума ($Eu/Eu^*=0,9-0,95$), что указывает на неистощённую мантию в качестве источника магмы. Это вместе с характером химизма и метаморфизма габброидов позволяет связывать их проявления с габбро-долеритовой формацией, регистрирующей процессы растяжения.

На Юго-Западном Шпицбергене (ЮЗШ) известна крупная многофазная габбро-диорит-гранитная интрузия центрального типа Сколфьеллет. Её породы метаморфизованы; возраст определён в интервале 1278-1072 млн. лет. Вероятно, что вторая цифра отвечает возрасту метаморфизма. Габбро ранних фаз (Na и $K-Na$ тип) относятся к толеитовой серии; породы поздних фаз - субщелочные, $K-Na$ типа, а гранитоиды являются плюмазитовыми и относятся к I -типу. Здесь же известны кварцевые порфиры Вимсодден (1201-1198 млн. лет), которые считаются комагматичными описанной выше интрузии. Это ультракалиевые щелочные (K_2O+Na_2O до 10,5%) гранитоиды S -типа. К этому же возрастному интервалу относят пластовые базит-ультрабазитовые интрузии комплекса Чемберлендален и комагматичные им метавулканиты серии Вереншельдбреен, также известные на ЮЗШ и метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Породы (от базанитов и пикритов до трахитов и дацитов) объединены в базальт-трахиандезитовую формацию. По химизму они отнесены к высоко- и умереннокалиевым (K и Na типы щёлочности преобладают) и соответствуют щёлочно-базальтовой серии. Обстановки формирования всех описанных комплексов оцениваются как внутриплитные.

Второй период (1100-940 млн. лет) R_2 этапа связан со стадиями формирования зон глубинных разломов и собственно рифтовой. В это время на СВЗ шло формирование вулканитов серии Кап-Ханстен (1100-950 млн. лет) и комагматичным им комплексов кварцевых порфиров (1050-950 млн. лет), гранитов (960-939 млн. лет) и метапорфиритов (940 млн. лет). Высококалиевые метавулканиты отнесены к андезит-риолитовой формации и соответствуют субщелочной серии; гранитоиды – ультракалиевые, плюмазитовые, субщелочные, S - и I -типа (все K и $K-Na$ типа). Дайки метапорфиритов представлены изменёнными базальтоидами и диоритами и являются субщелочными K типа; для них характерно отсутствие Eu минимума, что указывает на их глубинное происхождение. На СЗШ в этот период были сформированы тела реоморфических гранитов (995-960 млн. лет), которые локализованы в высоко метаморфизованных породах R_1 , а их формирование шло за счёт селективного плавления пара- и ортопород в зоне R_2 ультраметаморфизма. Они отнесены к субщелочной серии (высоко- и ультракалиевые граниты K и $K-Na$ типа).

Таким образом, для R_2 внутриплитного магматизма Шпицбергена характерна определённая дифференциация. Ранние стадии характеризовались глубинным толеитовым магматизмом, сменившимся глубинным субщелочным и щелочным. На заключительных стадиях магматизм был гранитоидным, субщелочным, а источники магмы находились в нижних частях коры, где в это время сложились условия для процессов анатексиса.

На Шпицбергене следы байкальского тектогенеза зафиксированы диамиктитовой формацией V и крупным стратиграфическим несогласием в основании PZ_1 . Н.Б. Кузнецов [7] установил наличие тиманских структур на ЮЗШ и фаунистически обосновал перерыв в осадконакоплении от V_2 до E_2 включительно (570-500 млн. лет). В конгломератах V на ЮЗШ описаны крупные валуны гранитов, цирконы из которых дают возраст 656-615 млн. лет, а метаморфизованные породы R_{2-3} дают возраста 653-505 млн. лет (по *Amph*, *Mus* и др.). В то же время, на СВЗ изучены дифференцированные интрузии основного состава, возраст которых определён в 677-600 млн. лет. Метагабброиды демонстрируют два тренда: толеитовый (Na тип), характерный для крупных массивов (остров Большой), и субщелочной-щёлочной-базальтовой, присущий породам мелких массивов ($K-Na$ и K типы).

На СЗШ среди пород PR_1 также присутствуют тела дифференцированных метагаббро-пироксенит-перидотитов (718-703 млн. лет) и метагабброидов (661-620 млн. лет). Породы принадлежат толеитовой серии (Na и $K-Na$ типы); отнесены к габбро-перидотитовой формации [2]. На НФ в осадочных породах R_3 обнаружены силлы metabазитов с рвущими локальными контактами. Породы уралитизированы и относятся к Na и $K-Na$ типам щелочно-базальтовой серии. Аналогичные тела описаны на ЮЗШ среди отложений R_3 ; они характеризуются зеленокаменным изменением, Na типом щёлочности и чётко разделяются на две серии: толеитовую и субщелочную. На дискриминационных диаграммах базиты байкальских комплексов попадают чаще всего в поля внутриплитных образований.

Каледонские события ($S-D$) очень ярко проявлены на Шпицбергене, при этом разрез PZ_1 имеет типичный платформенный характер (карбонатный состав, низкие скорости накопления осадков, стратиграфические несогласия, смена трансгрессии регрессией). Девон – время формирования грабена (пражский – живецкий века или 411-390 млн. лет) как результат регенерации процессов рифтогенеза с использованием уже ослабленных зон в PE фундаменте. Мощные процессы растяжения, сопровождаемые подъёмом глубинных масс и разогревом нижней части литосферы, привели к активизации магматизма, который предшествовал процессам грабенообразования. Внедрение по ослабленным зонам интрузий субщелочных гранитоидов (граносиениты, сиениты, монцониты, граниты) отмечено на НФ, СВЗ, СЗШ; они сопровождалась жильной фазой (аплиты, пегматиты, лампрофиры). Возраст их образования 432-410 млн. лет [3]. Результатом этих событий стало разуплотнение коры и общее воздымание территории в S , что вызвало её размыв и формирование конгломератов S_2-D_1 . Гранитоиды - плюмазитовые, высококалиевые породы K и $K-Na$ типов с резким преобладанием лёгких РЗЭ над тяжёлыми и глубоким Eu минимумом как результатом глубокой кристаллизационной дифференциации. Относятся к субщелочной серии и являются A -гранитами. Их вулканическими аналогами могут являться кислые туфлавы, единичные горизонты которых описаны в породах D_1 (лохковский ярус).

Пятый этап проявился в D_3-C_1 внедрением даек щелочно-ультраосновного состава, которые известны на востоке и в центре архипелага. На СВЗ дайки представлены камптонитами (K тип), возраст которых определяется 376-362 млн. лет. Во втором районе дайки приурочены к бортам девонского грабена и представлены щелочными пикритами (K тип) и пикродолеритами (Na тип), содержащими глубинные минералы (пироп, хромшпинелид, хромдиопсид и др.). Возраст даек – 357-326 млн. лет [8]. По химизму эти породы имеют некоторое сходство с кимберлитами; кроме этого, в них присутствуют ксенолиты мантийных пород (верлиты, лерцолиты и др.). Формирование этих пород происходило во внутриплитных континентальных условиях.

Предложенное обобщение позволяет с единых позиций рассматривать историю тектоно-магматического развития архипелага в $PE-PZ$, что поможет расшифровке общей картины геологической истории Шпицбергена. Но эта схема нуждается в дальнейшей детализации, особенно в отношении абсолютных датировок и петрологической характеристики комплексов R_3-V и PZ_3 .

Работа выполнена в ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция»

Литература

1. Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб, ВНИИОкеангеология, 2010, 174 с.
2. Абакумов С. А. Гипербазиты и габбро хребта Ботне (о. Западный Шпицберген) // В кн.: Геология Шпицбергена. Ленинград, ПГО «Севморгеология», 1983, с. 63-73.
3. Tebenkov A. M., Ohta Y., Balashov Ju. A., Sirotkin A. N. // Polar Research 15(1), 1996, pp. 67-80.
4. Soviet geological research in Svalbard 1962-1992 // Extended abstracts of unpublished reports. Meddelelser NR. 139. Oslo, 1996.
5. Тебеньков А. М., Джи Д. Г., Йоханссен У. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты, вып. 4, 2004, с. 90-100.
6. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Эндогенные режимы и

эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген. Спб, ВНИИОкеангеология, 2011, 270 с. 7. Кузнецов Н.Б. // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2009, т. 84, вып. 3, с.23-51. 8. Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н., Радина Е.С. // Докл. РАН. 2006. Т. 407, №2, с 275-279.

ПРИЗНАКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА В АНРАХАЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.В. Скобленко, А.А. Третьяков

(Геологический институт РАН, Москва, skoblenkoa@mail.ru)

Наиболее крупной структурой палеозойд Юго-западного Казахстана является Джалаир-Найманская офиолитовая зона, в покровно-складчатом строении которой участвуют раннекембрийские офиолиты, верхнекембрийские кремнисто-базальтовые и туфогенные толщи, а также тремадоковский флиш. Эти образования с несогласием перекрываются арениг-верхнеордовикскими терригенными и терригенно-карбонатными толщами [1,2,4].

По обе стороны от этой зоны выделяются метаморфические комплексы, приуроченные на западе к выходам фундамента Чу-Кендыктасского сиалического массива, а на юго-востоке к выходам фундамента Джельтауского блока. Наибольший интерес представляют метаморфические образования в юго-восточной части Чу-Илийских гор, выделяемые как анрахайский комплекс, в котором отмечаются проявления высокобарического метаморфизма [1,3,6,7]. Эти породы образуют узкую тектоническую зону, вытянутую в северо-западном направлении (на 100 км), которая расположена между докембрийскими породами Джельтауского блока на юго-западе, и кембрийскими офиолитами на северо-востоке. Докембрийские породы, метаморфический комплекс, офиолиты несогласно перекрываются аренигскими отложениями [1,2,4].

Наиболее широко в пределах анрахайского комплекса распространены породы амфиболитовой фации, представленные Grt-Bt парагнейсами, содержащими линзы и будины амфиболитов, гранатовых амфиболитов, тальцитов, антофиллитовых сланцев. При этом в пределах анрахайского комплекса выделяются и участки, сложенные породами более высоких ступеней метаморфизма. Так вдоль северо-восточного контакта пояса с раннепалеозойскими офиолитами прослеживается полоса развития мигматит-гнейсового комплекса протяженностью более 15 км, при ширине от 0,2 до 1 км. Гнейсы этого комплекса обладают полосчатой текстурой, отражающей микрочередование полос милонитизированного кварца и полос, состоящих из мелкозернистого агрегата $Pl_{10-30}+Qtz+Ksp+Ms$, содержащего реликты более раннего парагенезиса: $Grt+Ky+Or$ (мезопертитовый) $+Bt\pm Tur$. Гнейсы содержат прожилки и ленточные инъекции мигматитов, представляющих собой $Q-Pl$ расланцованный агрегат с подчиненным количеством Ksp , и отвечают по составу гранодиоритам. Наличие в гнейсах реликтов мезопертитового Or , а также ассоциации $Grt+Ky$ позволяет рассматривать их как продукты ретроградных изменений и милонитизации гранулитов типа $HP-HT$ [10].

Отличительной особенностью мигматит-гнейсового комплекса является также присутствие и тел гранатовых гипербазитовых раннеордовикского возраста [6,7]. Они представлены эклогитами и гранатовыми пироксенитами, образующими линзы и будины, часто с полосчатой текстурой, обусловленной ритмичным чередованием эклогитов и гранатовых пироксенитов.

Устойчивая минеральная ассоциация эклогитов - *Grт* (*Alm*₆₃), *Cpx*(*Jd*₄₀), *Qtz*, *Rt*.. По химическому составу ($\text{SiO}_2 = 43-45$ мас.%; $\sum \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1-2$ мас. %) эклогиты принадлежат ультраосновным породам ($\text{MgO} = 7,8-10,3$ мас. %; $\text{FeO} = 7,7-9$ мас. %) и соответствуют пикробазальтам.

Устойчивая минеральная ассоциация гранатовых пироксенитов - *Grт* (*Py*₂₂, *Alm*₄₈), *Cpx*(*Di*₈₅), *Orx*(бронзит) не содержит кварца. По химическому составу они также относятся к ультраосновным породам, но отличаются от эклогитов более низкой кремнекислотностью ($\text{SiO}_2 = 41-43$ мас.%) и щелочностью ($\sum \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,6-1,7$ мас. %) и соответствуют пикритам.

Петрохимические особенности перечисленных двух разновидностей позволяют относить их к группе ультраосновных эклогитов типа В, согласно классификации Coleman [8].

Значения P-T условий для пика прогрессивного метаморфизма эклогитов, полученные по Fe-Mg *Grт-Cpx* геотермометру [12] в комбинации с геобарометром [9], основанным на анализе содержания жадеитового минала (*X_{Jd}*) в *Cpx*, составляют - $T^\circ\text{C} = 830-840$; $P = 18$ кбар, что соответствуют фации эклогитов.

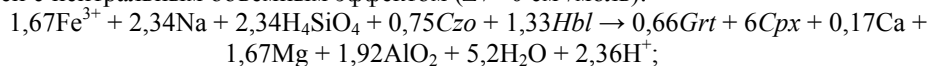
Для пика прогрессивного метаморфизма гранатовых пироксенитов оценки температур, полученные с использованием *Cpx-Orx* геотермометра [4], составляют: $T^\circ\text{C} = 810-830$. Давление же принимается равным 18 кбар., согласно установленному в эклогитах.

Таким образом, формирование эклогитов и гранатовых пироксенитов происходило в одном поле P-T условий, отвечающих на пике метаморфизма – эклогитовой фации.

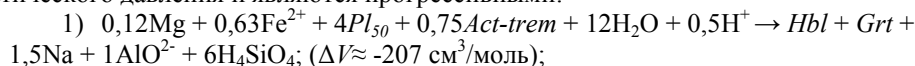
Различия же в составе минеральных ассоциаций и химическом составе эклогитов и гранатовых пироксенитов должны отражать различия в составе их дометаморфических протолитов, что отражается в химической зональности граната в породах и содержащихся в них реликтовых микровключений.

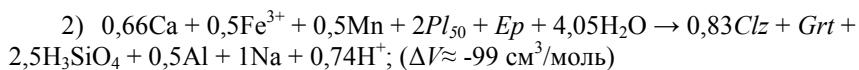
Так гранаты эклогитов обладают нормальной ростовой зональностью, выраженной в увеличении пиропового и гроссулярового компонентов от ядра к периферии, и, соответственно, в уменьшении андрадитового и спессартинового минала [13]. При этом минеральные микровключения в гранатах распределены согласно с химической зональностью и являются реликтами ассоциаций предшествующих фаций прогрессивного метаморфизма: Fe^{3+} -Mn центральная часть – включения *Pl*₅₀ + *Ep* + *Act-Tr* (ассоциация зеленых сланцев); Fe^{2+} -Ca промежуточная зона – включения *Hbl* + *Czo* (ассоциация гранатовых амфиболитов); Ca-Mg периферийная зона – включения *Rt* + *Qtz* ± *Cpx* (ассоциация эклогитов). На основании этих данных можно реконструировать метаморфические реакции, определяющие смену минеральных ассоциаций от низко к высокobarическим фациям прогрессивного метаморфизма.

Так, переход от ассоциации гранатовых амфиболитов к эклогитовой можно представить в виде сбалансированной по зарядам щелочной реакции дегидратации, идущей с нейтральным объемным эффектом ($\Delta V \approx 0$ см³/моль):



Переход от ассоциации зеленых сланцев к ассоциации гранатовых амфиболитов можно представить в виде сбалансированных по зарядам слабощелочных реакций. Реакции идут с отрицательным объемным эффектом, то есть на фоне повышения литостатического давления и являются прогрессивными:





Присутствие в ядрах граната реликтовых микровключений Pl_{50} , скорее всего, отражает его высокое содержание в дометаморфическом протолите, представленном интрузивной породой основного состава – габброидом.

В гранатах пироксенитах гранат содержит только реликтовые включения - Orx и Cpx . Это позволяет предполагать в качестве протолита двупироксеновую бесплаггиоклазовую магматическую породу ультраосновного состава – вебстерит. Образование гранатовых пироксенитов можно продемонстрировать в виде сбалансированной по зарядам кислотной реакции: $18,4\text{H}^+ + 15,2\text{H}_2\text{O} + 6,6\text{Cpx} + \text{Orx} \rightarrow \text{Grt} + 2,31\text{Ca} + 0,99\text{Na} + 3,4\text{Mg} + 3,4\text{Fe} + 4\text{H}_4\text{SiO}_4; (\Delta V \approx -350 \text{ см}^3/\text{моль})$

Данная реакция сопровождается отрицательным объемным эффектом, то есть происходит на фоне повышения литостатического давления и является прогрессивной.

Исходя из этого, протолитом для эклогитов и гранатовых пироксенитов являлись разные породы, а чередование их метаморфических производных отражает исходное чередование габброидов и пироксенитов (вебстеритов).

Ритмичное чередование габброидов и пироксенитов является весьма характерным для расслоенных интрузивов, сформированных во внутриплитной обстановке. На возможную связь протолитов с внутриплитным базитовым магматизмом указывают и петро-геохимические особенности эклогитов и гранатовых пироксенитов. ($\text{FeO} = 7,7 - 9 \text{ мас. \%}$; $\text{TiO}_2 = 1,9-2,8 \text{ мас. \%}$; $(\text{La/Yb})_n = 1,65 - 12,05$), которые наиболее типичны для базальтов типа OIB и континентальных базальтов, чьи родоначальные расплавы были образованы при плавлении обогащенного источника [10,13].

Надо отметить, что в пределах юго-восточной части Чу-Илийских гор расслоенные базит-гипербазитовые массивы широко распространены, а их происхождение связывают с раннепалеозойским этапом рифтогенеза [1,2]. Присутствие метаморфизованных фрагментов данных массивов в строении анрахайского комплекса указывает на то, что метаморфизму подвергались различные комплексы континентальной коры. При этом прогрессивный метаморфизм достигал высокобарических условий, отражением которых стало формирование эклогитов и гранатовых пироксенитов, и, вероятно, вмещающих их мигматит-гнейсовых образований.

Формирование анрахайского метаморфического комплекса связывают с субдукционно-коллизийными обстановками в позднекембрийско-раннеордовикское время, в результате которых могло происходить также и погружение блоков континентальной коры [7]. Полученные результаты по высокобарическим метаморфическим образованиям анрахайского комплекса согласуются с данной моделью и указывают на то, что субдукция блоков континентальной коры могло достигать значительных глубин, отвечающих условиям эклогитовой фации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 011-05-00924), гранта Президента РФ (МК-187.2011.5).

Литература

1. Абдулин А. А., Волков В. М., Щерба Г. Н. и др. (1980) Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу – Илийского региона/ Алма-Ата: Наука. С. 15 – 40; с. 177.
2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 С.
3. Ефимов И. А., Боровинская Л. Г., Найденов Б. М. (1983) // Проблемы металлогении Казахстана/ Алма-Ата. С. 81 – 115.
4. Перчук Л. Л. (1973) Термодинамический режим глубинного петрогенеза/ М.: Наука.
5. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю.,

Дегтярев К.Е. и др., // Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики. Материалы ХLI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 214-219. **6.** Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Крёнер А., Алексеев А.В. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Вып.7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. **7.** Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. P.805-820 **8.** Coleman R. G., Lee D. E. et al. // Geological society of America bulletin. May 1965, vol. 76, №5. P. 483-508. **9.** Gasparik T. // Geochimica and Cosmochimica Acta. Vol.49. P.865-870. **10.** O'Brien P.J., J.Rötzler. // J.metamorphic Geol., 2003, 21, 3-20 **11** Pearce, J.A., Cann, J.R. // Earth Planet. Sci. Lett. 1973 19, 290–300. **12.** Powell.R. // J.metamorphic Geol. 1985.V3.P.231-243 **13.** Spear Frank S. «Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths» Monograph. Mineralogical society of America. 1993, P.799. **14** Sun, S.-s., McDonough, W.F.. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. 42, 313–345.

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА ЭВОЛЮЦИЮ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Л.И. Скринник, Р.Р.Гадеев

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Казахстан, Алматы, gadeev_ravil@mail.ru)

Вариации петрохимических составов магматических пород активных окраин являются отражением достаточно сложной истории развития не только самих расплавов, но и тектонической обстановки их возникновения. Главным фактором, вызывающим магматизм окраин, по установившемуся мнению, является конвергентное взаимодействие континентальной и океанической плит. Казахстанские краевые вулcano-плутонические пояса в отличие от Западно-Тихоокеанской и Андийской окраин формировались вдоль тылового края окраинного Джунгаро-Балхашского бассейна, отделенного от Обь-Зайсанского палеоокеана Чингиз-Тарбагатайской островодужной системой. Такое расположение сближает их с Охотско-Чукотским и Сихотэ-Алиньским поясами и позволяет рассматривать, начиная с раннего девона до конца пермского периода как единый окраинно-континентальный продукт взаимодействия океанической Обь-Зайсанской и континентальной Казахстанской плит. Вулканические накопления имеют мощность более 12000м и образуют ряд гомодромных серий, разделенных крупными несогласиями, молассовыми накоплениями и интрузивными комплексами.

Сравнение петрохимического состава однотипных вулканических пород поясов Юго-Восточного Казахстана показывает, что от раннего девона к поздней перми в них происходил рост содержания глинозема, кальция и калия при одновременном понижении магния, железа и титана, что характерно для корового роста (рис.). При этом различия максимально проявлены в базальтах и габбро, кремнекислые магматические породы более близки по составу. Известно, что базальтовый вулканизм связан с этапами растяжений и погружений, которые местами выражены локальными трансгрессиями Джунгаро-Балхашского бассейна в живетском, раннем визейском веке и конце карбона. На смену погружениям и трансгрессиям всякий раз приходили воздымания территории и кремнекислый вулканизм. То-есть имели место волнообразные движения геомасс окраины.

С вулканическими циклами чередовались циклы интрузивные. В конце эйфельского, визейском веке, среднем карбоне, ранней и поздней перми происходило внедрение габбро-гранитных серий с более высокими содержаниями магния, кальция и железа, и пониженной щелочностью пород. Вероятно, формирование их родоначальных расплавов происходило на другом уровне. При этом крупные фазы тектогенеза, инициирующие интрузивную деятельность и повторяющиеся со своей периодичностью, вероятно, захватывали амфиболитовый слой земной коры. Следующие за складчатостями этапы растяжения вновь

освобождали пути подъема и излияния базальтов из более глубинных уровней континентальной литосферы.

Из планетологии известно, что тектонические движения обусловлены ротационными силами, которые меняют напряжение в твердых оболочках Земли.[1-4]. Переменная скорость ее вращения в связи с эллипсоидальной орбитой влияет на состояние планеты, вызывая коробление коровых масс. Эти процессы обуславливают регулярную смену режимов сжатия и растяжения и соответственно смену кислых извержений базальтовыми и наоборот.

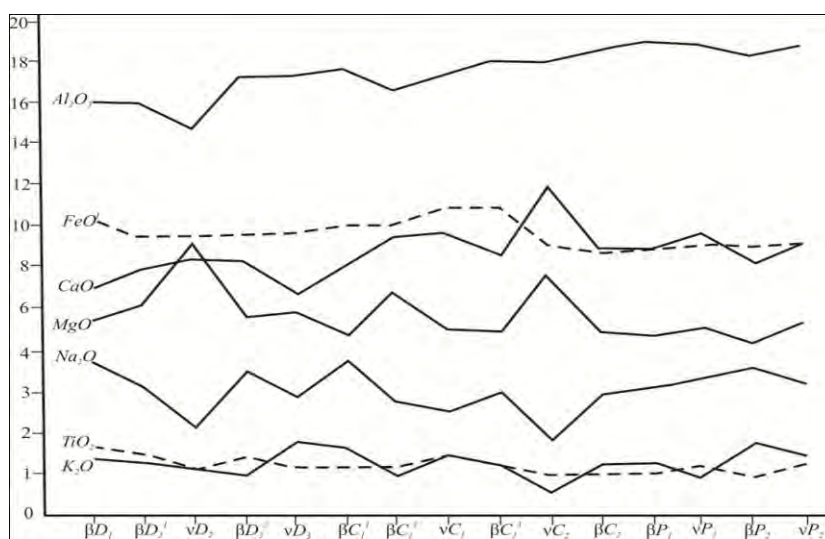


Рис. Вариации средних содержаний окислов в девонских, каменноугольных и пермских базальтах и габбро Джунгарского Алатау
β - базальты, v – габбро

Периодичность интрузивной деятельности возможно характеризует регулярные возмущающие движения геомасс планеты, обусловленные космическими бомбардировками или близким прохождением комет. Таким образом, главными факторами, определяющими вариации состава магматизма и особенности развития активных окраин, являются глобальные нарушения оболочек планеты, имеющие космическую природу.

Литература

1. Баркин Ю.В.// Фундаментальные проблемы геотектоники. Матер. совещ./ Москва: ГЕОС, Т.1, 2007.С. 59-62.
2. Кочемасов Г.Г.// Области активного тектогенеза в современной и древней истории земли. Матер.совещ. / Москва: ГЕОС, Т.1, 2006. С. 364-367.
3. Баренбаум А.А.//Фундаментальные проблемы тектоники. Матер.совещ. / Москва: ГЕОС, Т.1, 2007. С. 51-55.
4. Короновский Н.В.//Фундаментальные проблемы тектоники. Матер. совещ. / Москва: ГЕОС, Т. 1, 2007. С. 343-346.

**АРХЕЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА -
ИНДИКАТОРЫ СУБДУКЦИОННОЙ ГЕОДИНАМИКИ***А.И. Слабунов*

(Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru)

Введение. В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита сохранился поразительно полный для архейских структур набор магматических (гранитоиды ТТГ ассоциации и лейкограниты S-типа, матавулканы известково-щелочной, толеитовой, коматиитовой, бонинитовой, адакитовой серий), метаморфических (породы эклогитовой, гранулитовой, амфиболиовой фаций) комплексов, в сочетании с проявлениями покровной тектоники [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11]. До последнего времени из-за отсутствия, прежде всего, достаточного объема геохронологических данных, было трудно проводить корреляцию этой широчайшей гаммы комплексов, а, следовательно, и геодинамические реконструкции на этой основе. Однако за последнее десятилетие такая информация накоплена [12, 13, 14, 15, 16 и ссылки там, 17] и данная работа – это попытка выделить одновозрастные латеральные ряды комплексов. После их идентификации становится возможным использование актуалистических подходов для геодинамических реконструкций. В основе последних лежит фундаментальное понимание соотношений между термальной структурой литосферы в зонах субдукции, условиями метаморфизма субдуцирующего слэба и в надсубдукционной зоне, а также особенностями магмогенерации [18, 19, 20, 21, 22, 23].

Основная часть. В Беломорской провинции устанавливается [6] последовательность ассоциаций зеленокаменных и метаморфогенных комплексов с возрастными 2.88-2.82, 2.81-2.76, 2.75, 2.73-2.72 млрд. лет (далее - Ga). В состав каждой из них входят островодужные вулканы. Совместно с последними в аккреционных тектонических ансамблях устойчиво присутствуют базальт-коматиитовые комплексы, что свидетельствует об активном взаимодействии мантийных плюмов с океанической литосферой. Их возраст, однако, пока не установлен и условно принимается близким к возрасту сопряженных с ними среднекислых вулканитов, что, конечно же, является весьма грубым приближением. Другими компонентами латерального ряда 2.88-2.82 Ga являются метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса [12], интерпретируемые как осадки преддугового бассейна, офиолитоподобный комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса [6], эклогитсодержащий меланж Салмы [11]. Таким образом, данный латеральный ряд может быть интерпретирован как отражение субдукционной обстановки островодужного типа. Эта система отмирает 2.82 Ga, и в результате аккреции формируется первый фрагмент (суб)континентальной коры, в структуре которой оказались тектонически совмещенными плюмовые базальт-коматиитовые, островодужные, гранитоидные ТТГ ассоциации, океанические, эклогитсодержащие комплексы.

В период 2.81-2.78 Ga сформировались комплексы базальт-коматиитовый, супрасубдукционных офиолитов, островодужные (среди которых велика доля пород адакитовой серии) [17], гранитоиды ТТГ ассоциации, метаграувакк преддугового бассейна, умереннобарических гранулит-эндербит-чарнокитовый и, вероятно, эклогиты [10]. Эти комплексы маркируют соответственно океаническое плато, задуговой спединговый бассейн, зону вулканической островной дуги, преддугового бассейна, глубинный срез надсубдукционной зоны и наконец фрагменты субдуцирующего слэба. В результате аккреции около 2.78 продолжилось разрастание блока континентальной коры.

А.А. Щипанский [22] проанализировал особенности состава мезоархейских (2.82-2.81 Ga) эклогитов, ТТГ гранитоидов района Кура-Ваара и приходит к выводу, что эта ассоциация сформировалась в процессе субдукции утолщенной океанической литосфера типа океанического плато. Ее водонасыщенность обеспечила выплавление большого объема гранитоидов ТТГ ассоциации в условиях пологой горячей субдукции. С этими представлениями хорошо согласуется и то, что среди островодужных вулканитов этого периода велика доля адакитов [17].

После небольшого (около 25 млн. лет (далее -Ma)) периода затухания субдукция возобновляется и формируется новый островодужный комплекс. После чего вновь на протяжении 20 Ma не генерируется новая континентальная кора. Последний всплеск роста сиалической коры начинается 2.73 и продолжается 25-30 Ma. Именно в этот период формируются эклогиты Гридино и Широкой Салмы-Куру-Ваары [2, 14], островодужные вулканиты известково-щелочной серии [15] и интрузии молибденоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации [13], гранулит-эндербитовый комплекс [16]. Такая ассоциация комплексов может сформироваться на дивергентной границе в ходе субдукции в режиме активной континентальной окраины.

На этом завершилось формирование блоков континентальной коры и около 2.7 Ga начался процесс их коллизионного взаимодействия.

Таким образом, установлена редкая для архея последовательность из 4-х сменяющих друг друга во времени в период с 2.88 до 2.70 латеральных рядов комплексов, наиболее полный из которых включают в себя островодужные (известково-щелочной и адакитовой серий) вулканиты, гранитоидов ТТГ ассоциации, офиолиты, гранулиты умеренных давлений, эклогиты. Каждый латеральный ряд маркирует субдукционно-аккреционный эпизод формирования орогена. Продолжительность этих эпизодов корообразования составляет 60 (30+30), 30, 25 Ma, соответственно (при этом следует отметить, что первый эпизод может состоять из двух дискретных событий), а разделяющих их промежутков меньшей активности 10, 30, 15 Ma.

Полученные эмпирические данные интересно сравнить с результатами численного моделирования субдукции [24, 25]. При современных параметрах температуры мантии (1300°C) через 30 Ma достигается режим крутого погружения слэба [24], что близко ко времени жизни субдукционных систем. С увеличением мантийной температуры до 1450°C крутое погружение слэба начинается уже через 20 Ma, а при 1525°C картина субдукции значительно изменяется. В этих условиях стадия стационарной субдукции наступает через 6 Ma, она носит пологий характер, слэб не погружается глубоко, он теряет упругость. В другой модели [25] показано, что так называемый «modern subduction» режим сохраняется до тех пор, пока температура мантии не превысит современную на 160 градусов. Наши эмпирические данные в большей степени согласуются с моделями, в которых мантийная температура на 125-160 градусов выше современной. При таком термальном режиме сохраняется возможность как для крутой, так и пологой субдукции, что позволяет объяснить наличие среди мезо-и неархейских вулканитов как пород известково-щелочной серии, формирующихся в условиях крутой субдукции, так и адакитовой, формирование которых связывается с пологой. Кроме того, в условиях пологой субдукции утолщенной океанической литосферы создаются благоприятные условия для генерации ТТГ серий [26, 27].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00168-а).

Литература

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с. 2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конюхов А.Н., Кузнецов Т.И.// Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609—631. 3.

- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63—75.
4. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙМ. Под ред.: Минца М.В., Блоха Ю.И., Гусев Г.С. и др. Том 1. Москва: ГЕОКАРТА, ГЕОС, 2010. 408 с.
5. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80—93.
6. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
7. Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В. и др. // Геофизический журнал. Т. 32. №5. 2010. С. 21—34.
9. Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Бибикина Е.В., Слабунов А.И. // ДАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 376—380.
10. Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Slabunov A.I. // Russian Geology and Geophysics. 2012. Vol. 53. P. 262—280.
11. 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. Vol. 38. P. 739—742.
12. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайсон С., Шельд Т. // Петрология. 2004. № 3. С. 227—244.
13. Богачев В.А., Иванов В.В., Сергеев С.А. // Минерагенция докембрия. М-лы конференции. Петрозаводск. 2009. С. 22—25.
14. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты. 2010. 114 с.
15. Милькевич Р.И., Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Львов А.Б., Бережная Н.Г. // Геохимия. 2007. С. 483—506.
16. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3—32.
17. Бибикина Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Богина М.М., Грачева Т.В., Марков В.А. // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289—320.
18. Cloos M. // Geological Society of America Bulletin. 1993. Vol. 105. P. 715—737.
19. Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1994. Vol. 121. P. 227—244.
20. Martin H. // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411—429.
21. Метаморфизм и тектоника. Под ред. Е.В. Склярова. М. Интермет Инжиниринг. 2001. 216 с.
22. Щипанский А.А. // Геотектоника. 2012. № 2. С. 42—64.
23. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Из-во ЛКИ. 2008. 560 с.
24. van Hunen J. Shallow and buoyant lithospheric subduction: causes and implications from thermo-chemical numerical modelling. Theses PhD. Utrecht University. The Netherlands, 2001. 127 p.
25. Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. // Lithos. 2010. Vol. 116. P. 209—229.
26. Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. // Nature. 2003. Vol. 425. P. 605—609.
27. Moyen J. // Lithos. 2011. Vol. 123. P. 21—36.

ИЗОТОПНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОГО (Cu-Ni) ПЕЧЕНГСКОГО ГАББРО-ВЕРЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

В.Ф. Смолькин

(Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского, Москва, vsmolkin@sgm.ru)

Введение. Открытые в начале прошлого века месторождения магматических сульфидных Cu-Ni руд на территории северной части Финляндии (ныне это северо-западная территория Мурманской области), в настоящее время обеспечивают около 10% добычи никеля в России. Рудные тела приурочены к малоглубинным дифференцированным интрузиям печенгского интрузивного комплекса. Интрузии, имеющие габбро-верлитовый состав, долгое время относились либо к офиолитовому комплексу, либо к дифференциатам базальтовой магмы, представленной в районе обширными полями шаровых лав, силлов и туфов. В 70-ые годы были обнаружены ультраосновные вулканиты, которые перемежаются в разрезе с лавами и туфами базальтов. Выполненные автором комплексные (петрологические, геохимические, изотопные и экспериментальные) исследования позволили доказать генетическую связь ультраосновных вулканитов (названные автором ферропикритами) и рудоносных интрузий, установить их возраст формирования, условия генерации и геодинамические условия внедрения материнской магмы [1 - 4].

Геологические и геодинамические условия. Месторождения и вмещающие их рудоносные интрузии залегают в центральной части Печенгской структуры – в пределах Печенгского рудного поля, сложенного черносланцевыми толщами. Данная структура, совместно с более крупной Имандро-Варзугской, составляют единый протяженный (более 600 км) Печенгско-Варзугский пояс, представляющий собою крупную внутриконтинентальную палеорифтогенную систему, развивающуюся в течение всего

палеопротерозоя (2.5-1.7 млрд лет) [1, 2]. Заложена на архейском фундаменте, система эволюционировала от протяженного вулканогенного пояса до глубоководного морского бассейна линейного типа с образованием турбидитов, и далее до орогенной области с формированием гранитных куполов и зон интенсивной складчатости.

Рудоносные интрузии являются частью вулкано-плутонической ассоциации (ВПА), сформированной на заключительном этапе развития пояса в результате интенсивного раздвига [3, 4]. Она включает в себя рудоносные и безрудные интрузии серпентинитов (метаморфизованных верлитов), клинопироксенитов и габбро, вулканические и субвулканические образования ферропикритового состава (массивные и шаровые лавы, расслоенные потоки, туфы, лавобрекчии, силлы), дайковые серии ферропикритов, перидотитов и оливиновых габбро. В пределах архейского фундамента, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной, залегают высоко-Mg амфиболиты, близкие по геохимическим особенностям к ферропикритам, что свидетельствует о существовании подводных каналов во время ферропикритового магматизма.

Геологический и изотопный возраст. Интрузии разделяются по геологическому положению, составу, строению и возрасту на три группы [4]. Первая, более ранняя, представлена маломощными интрузиями трещинного типа. Они прорывают нижележащие вулканы толеит-базальтового состава и сложены верлитами и пироксенитами. Вторая группа объединяет многочисленные маломощные интрузии верлитов (серпентинитов), залегающие преимущественно в нижней части черносланцевой толщи. Третья группа включает в себя наиболее крупные дифференцированные интрузии верлитов, пироксенитов и габбро (Пильгуярви, Киердживори и др.). В ряде случаев сохранились маломощные зоны закалок, представленные мелкозернистыми клинопироксенитами. Интрузии прорываются сериями даек дорудных и пострудных долеритов и ферропикритов.

Изотопный возраст формирования интрузий и ферропикритовых вулканитов установлен на основании изучения Sm-Nd, Re-Os и U-Pb систем и находится в пределах 1990-1980 млн. лет [3]. Завершает ферропикритовый магматизм комплекс субпараллельных крупных даек с U-Pb возрастом циркона 1941 ± 3 млн. лет, внедрение которого произошло уже в пределы архейского фундамента, после закрытия Печенгского бассейна.

Минералогия и изотопия. Все фации ферропикритового магматизма объединяет сходство первично-минерального состава (оливин-хризолит, титаноавгит, керсутит, титанохромит, титаномагнетит), геохимических и изотопно-геохимических особенностей пород (аномально высокая железистость; повышенное содержание титана, фосфора и легких редких земель; близость первичных отношений $\epsilon_{Nd} = 1,6 \pm 0,4$; $^{187}Os/^{186}Os = 0,935 \pm 0,031$ [3]. Как в интрузивных, так и вулканических породах были обнаружены фазы непрерывной серии хромит-ульвошпинель, ранее описанная в лунном грунте. Кристаллизация в вулканических потоках, судя по составу породообразующих и рудных минералов, происходила в более восстановительных условиях, чем в интрузивных камерах. В расслоенных вулканических потоках хорошо проявлены процессы силикатной и сульфидной ликвации, которая затухает в интрузивных породах. Одной из ее причин является накопление щелочей и фосфора.

Состав материнской магмы. Ее состав отвечал ферропикриту, что установлено на основе состава зон закалок, средневзвешенного состава интрузий и вулканических потоков. Генерация первичных магм, судя по изотопным данным, происходила за счет плавления метасоматизированной мантии. Ферропикриты хорошо отличаются по своим геохимическим и изотопно-геохимическим свойствам от одновозрастных толеитовых базальтов, подстилающих и перекрывающих черносланцевые толщи. Признаки смешения ферропикритовых и базальтовых магм не установлены.

Рудообразование. Внедрение интрузий происходило многократно на фоне снижения вулканической активности. Установлено возрастание их рудного потенциала от ранней к более поздней группе. Значительную роль в сульфидном рудообразовании играли процессы контаминации ферропикритовыми магмами пород архейского фундамента и вмещающих сланцев, обогащенных сульфидно-углеродистым веществом. Формирование сульфидных руд происходило в глубинных промежуточных очагах и интрузивных камерах. При охлаждении и кристаллизации силикатных магм сульфидные расплавы частично выжимались в трещины, расположенные как в пределах интрузий, так и во вмещающих породах. Сульфиды частично были переотложены в период 1760-1700 млн. лет в условиях наложенного зеленосланцевого метаморфизма с изменением состава фаз (обогащение пирротина кобальтом и др.).

Помимо печенгского комплекса, аналогичные интрузии и комагматические им вулканы ферропикритового состава были открыты и изучены в других частях палеорифтогенной системы – в западной части Имандра-Варзугской структуры (соленоозерский комплекс) и на территории Северной Норвегии (Пасвик), однако их рудный потенциал незначителен.

Одним из результатов выполненных исследований является вывод о сопряженности во времени и пространстве двух типов магматизма – безрудного базальтового и сульфидоносного ферропикритового, продукты которых постоянно перемежаются в разрезах вулканогенных толщ. Магмы разного состава, не смешиваясь между собой, использовали сближенные подводные каналы и формировали близко расположенные вулканические центры.

Работа выполнена при поддержке Программ Президиума РАН (№17) и Отделения наук о Земле РАН.

Литература

1. Смолькин В.Ф.// Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб: Недра, 1993. С. 24-63.
2. Смолькин В.Ф.// Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 394-411.
3. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992, 278 с.
4. Смолькин В.Ф.// Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС. 1999. С. 41-66.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ МЕТАКИМБЕРЛИТОВ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Л Соколова¹, Э.М. Спиридонов²

¹ФБГУН Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, sokolova.e_59@mail.ru;

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва)

Кимберлиты палеозойского возраста совместно с терригенными, карбонатными и эвапоритовыми породами позднего рифея – венда – палеозоя и траппами Р₂ – Т₁ плитного чехла дорифейской Восточно-Сибирской платформы были захвачены послетрапповым региональным метаморфизмом в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций; изотопный возраст процессов низкоградного метаморфизма 232 – 122 Ма [1, 2, 3, 4].

Главными особенностями низкоградного метаморфизма являются: неравномерная степень его проявления (количество метаморфических новообразований на малых расстояниях может варьировать от следов до 100%); флюидодоминирующий характер процесса, чем обусловлены преобладающая сохранность текстурного рисунка протолитов и обилие трещин гидроразрыва, выполненных минералами, компоненты которых наиболее подвижны при данном типе метаморфизма (карбонаты, минералы кремнезёма, минералы бора и т.п.); повышенный окислительный потенциал сопутствующих флюидов.

Минеральные ассоциации метавулканитов и иных метаморфитов Сибирской платформы соответствуют ассоциациям метаморфитов цеолитовой фации [5, 6].

Наиболее интенсивные изменения первичных пород отмечаются там, где обильны флюидопроводники (трещины и поры). Состав и свойства метаморфогенных флюидов зависят от особенностей вмещающих трубку пород и собственно кимберлитов. В зависимости от подвижных компонентов и окислительного потенциала флюидов формируются фации вторичных минералов. Главные минералы метакимберлитов: серпентин – лизардит, нередко обогащённый хлором до 1.9 масс. % [7, 8] и карбонаты – низкоSr кальцит и доломит, изотопный состав которых свидетельствует о низких, менее 250-300° С температурах формирования и о не магматогенном источнике флюидов [9, 10, 11]. Их сопровождает широкий круг метаморфогенно-гидротермальных минералов – хлориты, брусит, вермикулит, корренсит, минералы группы гидроталькита, кварц, аметист, халцедон, целестин, стронцианит, барит, гизингерит, айоваит, хибингит, коршуновскит..., битумы и разнообразные оксиды и гидрооксиды Fe и сульфиды Fe – Ni – Cu [12, 13, 14, 15, 16, 17, 18].

Минеральные фации метакимберлитов Восточно-Сибирской платформы выделены нами по ассоциациям оксидов и гидрооксидов Fe и сульфидов Fe – Ni: 1) **магнетитовая** (± пирит, Ni-пирит, бравоит, виоларит, полидимит...); 2) **сульфидная без магнетитовая** с субфациями миллерит – пиритовой (± виоларит, борнит, халькопирит), пентландит – пиритовой (± халькопирит), пентландит – пирротиновой, хизлевудит – троилитовой (± годлевскит Ni₉S₈, халькозин); 3) **гётитовая без сульфидная**, возникшая при повышенной f O₂ и наиболее низкотемпературная.

Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки РФ № 16.518.11.7101

Литература

1. Черепанов В. А., Мурина Г. А. // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169. С. 1106-1109.
2. Чухров Ф.В., Ермилова В.П., Шанин Л.Л. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 3–13.
3. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Кулагов Э.А., Люлько В.А., Степанов В.К. Метавулканиты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Восточно-Сибирской платформы. М.: изд. МГУ. 2000. 212 с.
4. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир. 2009. 218 с.
5. Coombs D.S., Ellis A.D., Fife W.S., Taylor A.M. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1959. Vol. 17. P. 53-107.
6. Liou J.G., Maruyama S., Cho H. // Low temperature metamorphism / Frey M. (ed.). Glasdow: Blakie. 1987. P. 59-113.
7. Егоров К.Н., Богданов Г.В., Лашкевич В.В., Медведева Т.И., Тихонова Г.А. // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. 1991. Ч. 120. Вып. 6. С. 1-12.
8. Соколова Е.Л., Спиридонов Э.М., Воробьев С.А. // Петрология. 2010. т. 18, №2. С. 134-138.
9. Никишова Л.В., Никишов К.Н., Корнилова В.Г. // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1982. № 4. С. 60-69.
10. Уханов А.В., Девиц А.Л. // Доклады АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 706-709.
11. Соколова Е.Л., Спиридонов Э.М. // Новые данные о минералах. 2007. Вып.42. С.158-163.
12. Бобривич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра. 1964. 192 с.
13. Илупин И.П. // Сов. геология. 1962. №3, с. 152-156.
14. Лебедев А.А. О гидротермальной стадии серпентинизации кимберлитов в связи с находкой в них брусита. В кн.: Петрография и минералогия коренных месторождений алмаза. М.: изд. АН СССР. 1963. № 8. С. 71-86.
15. Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Недра. 1968. 191 с.
16. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра. 2000. 538 с.
17. Соколова Е.Л., Спиридонов Э.М. // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 86-90.
18. Э. М. Спиридонов, Л. А. Паутов, Е. Л. Соколова, Е. И. Воробьев, А. А. Агаханов. ДАН. 2010. т. 431, № 3. С.396-399.

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНАХ, КАК СЛЕДСТВИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СУБДУКЦИИ ДРЕВНЕЙ КОРЫ

Л.И. Соломович¹, Б.А. Трифионов², С.Е. Сабельников³

¹Киргизский горно-металлургический институт, Бишкек, Solomovich@atlanticbb.net; ²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург,

³Институт геологии НАН Киргизской республики, Бишкек)

Введение. Граниты рапакиви хорошо изучены на древних щитах. Менее распространенные фанерозойские рапакиви являются предметом дискуссий о их происхождении. Новые данные свидетельствуют о том, что они являются важными индикаторами тектонических обстановок в коллизионных орогенах разного возраста. Здесь формирование рапакиви связано с континентальной субдукцией древней коры в мантию в зоны метаморфизма сверхвысоких давлений с последующей тектонической эксгумацией продуктов метаморфизма и их плавлением при относительно быстром снижении давления. Временной диапазон между этими процессами составляет 20-25 млн. лет.

Протерозойские рапакиви распространены на всех древних платформах и являются классическими представителями А-2 типа гранитов, формирование которых связывается с плавлением гранулитового слоя низов древней континентальной коры [1,2]. Они обычно сопровождаются крупными массами анортозитов, считающихся производными мантийных магм, вызвавших анатексис. Известное петрогеохимическое сходство рапакиви с чарнокитами и эндербитами [1] предполагает высокую степень плавления тугоплавкого гранулитового протолита, которое было возможно благодаря высоким температурным градиентам в протерозойской коре и мантии. Этим объясняется глобальный расцвет рапакиви в протерозое. При поразительном петрогеохимическом сходстве со своими древними аналогами, редко встречающиеся фанерозойские рапакиви не сопровождаются заметными объемами основных пород. Это обстоятельство ставит под сомнение применимость модели мантийных плюмажей для объяснения их генезиса. Мы предлагаем альтернативную модель формирования фанерозойских рапакиви.

Характерным примером фанерозойских рапакиви является Джангартский комплекс нижнепермского возраста в герцинском коллизионном поясе Южного Тянь-Шаня (ЮТШ) [3,4,5]. Последний представлен двумя контрастными типами коллизионных орогенов, разделённых Ферганским сдвигом и характеризующихся принципиально различными типами регионального метаморфизма и постколлизионного магматизма [6]. Западный Алайский сегмент ЮТШ отличается сравнительно тонкой корой и метаморфизмом высоких температур и низких давлений (Туркестанский комплекс). Он относится к орогенам высоких температур по терминологии Цварта [7]. Посторогенный магматизм представлен здесь S и I-типами гранитов. Восточный, суженный Кокшаальский сегмент характеризуется аномально толстой корой (60-65 км) и региональным метаморфизмом сверхвысоких давлений фации коэситовых эклогитов и гнейсов (Атбашинский комплекс, продолжающийся в китайской части ЮТШ). Он относится к орогенам высоких давлений. Пермский постколлизионный магматизм представлен здесь исключительно гранитами А-типа, в том числе и рапакиви Джангарта [4,5].

Глубокие различия двух сегментов ЮТШ связаны с различным стилем позднекаменноугольной континентальной коллизии, которая в Кокшаале, в отличие от Алая, сопровождалась субдукцией древней коры Таримского кратона под Казахстанский континент [6]. Поддвижение Тарима под Казахстан предполагалось ранее [4,8], однако масштабы и следствия этого процесса стали выясняться только в последние годы, когда была доказана связь коэситовых эклогитов и гнейсов в складчатых поясах с глубокой (100-150км) субдукцией континентальной коры и её последующей эксгумацией [9].

Опубликованные модели для Гималаев и киммерийского коллизионного орогена Сулу (Китай) [9,10], устанавливают вовлечение в этот процесс огромных масс горных пород с образованием мощных тектонических покровов как на стадии континентальной коллизии, так и постколлизионной эксгумации. В связи с этим, нами была предложена следующая схема формирования рапакиви Джангарта [6]: 1. Синколлизонное погружение гранулитового фундамента Тарима глубоко в мантию, сопровождавшееся его интенсивным разогревом до температуры субсолидуса. 2. Относительно быстрая постколлизонная эксгумация до уровня нижней коры, сопровождавшаяся декомпрессией и интенсивным плавлением высокой степени. В рамках этой модели устраняется также давно известное противоречие между постколлизонной геодинамической спецификой рапакиви Джангарта и их внедрением в ранней перми на фоне продолжавшегося движения на юг тектонических покровов. Для более точной геодинамической характеристики джангартских и им подобных фанерозойских рапакиви мы предлагаем термин *синэксгумационные граниты*.

Таблица

Сопоставление U-Pb (по циркону) возрастов (млн. лет) гранитов рапакиви и метаморфизма сверхвысоких давлений (МСВД) в некоторых фанерозойских коллизионных орогенах

Коллизионные орогена (КО)					
Каледонский КО Килиан (Китай)		Герцинский КО Юж. Тянь-Шань (Киргизия - Китай)		Киммерийский КО Даби-Сулу (Китай)	
Рапакиви (плутон)	МСВД (пояс)	Рапакиви (плутон)	МСВД (пояс)	Рапакиви (плутон)	МСВД (пояс)
Таталин 440 ± 14 [11]	Каидам 460-470 (начало эксгумации) [12]	Джангарт 296 ± 4 [5]	Атбаши 319,5 ± 2,9 318,7 ± 3,3 (пик метаморфизма) [13]	Шахеван 197-213 [14]	Даби 220-230 (пик метаморфизма) [9]

Анализ литературы (таблица) показывает, что известные в Китае редкие проявления фанерозойских рапакиви приурочены только к тем коллизионным орогенам системы Прото-и Палеотетиса, в которых найдены и хорошо изучены коэситовые эклогиты и гнейсы и зафиксирована субдукция древних кратонов под орогенный комплекс. Как видно из таблицы, разрыв во времени между пиком метаморфизма сверхвысоких давлений и внедрением рапакиви во всех случаях составляет около 20-25 млн. лет, что, вероятно, соответствует продолжительности эксгумации.

Повторяющаяся в геологическом времени и пространстве ассоциация фанерозойских гранитов рапакиви с метаморфитами сверхвысоких давлений не случайна. И те, и другие являются следствиями и индикаторами относительно недавно открытого грандиозного феномена - глубокой субдукции и эксгумации континентальной коры, все геологические и геохимические следствия которого ещё предстоит изучить и понять.

Литература

1. Collins W.J., Beams S.D., White A.R., Chappell B.W. // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1982. Vol. 80. pp. 189-200.
2. Naapala I., Ramo O.T., Frindt S. // Lithos. 2005. Vol. 80. P. 1-32.
3. Соломович Л.И., Трифонов Б.А. // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. 1990. Вып. 6. С. 46-59.
4. Solomovich L.I., Trifonov B.A. // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. 21. P. 7-21.
5. Konopelko D., Biske G., Seltman R., Eklund O., Belyatsky B. // Lithos. 2007. Vol. 97. P. 140-160.
6. Solomovich L.I. // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. Vol. 30. P. 142-153.
7. Zwart H.J. // Geologie en Mijnbouw. 1967. Vol. 46. P. 283-309.
8. Биске Ю.С. Палеозойская Структура и История Южного Тянь-Шаня. Санкт-Петербург: С-П. Университет, 1996. 192 с.
9. Liou J.G., Tsujimori T., Zhang R.Y., Katayama I.,

Maruyama S. // International Geology Review. 2004. Vol. 46. P. 1-127. **10.** Xu Z., Yang W., Ji S., Zhang Z., Yang J., Wang Q., Tang Z. // Tectonophysics. 2009. Vol. 475. P. 204-219. **11.** Lu X., Sun Y., Zhang X., Xiao Q., Wang X., Gu D. // Acta Geologica Sinica. 2007. Vol. 5. P. 626-634. **12.** Xu Z., Yang J., Wu C., Li H., Zhang J., Qi X., Song S., Wan Y., Chen W., Qiu H. // Acta Geologica Sinica. 2003. Vol. 2. P. 53-65. **13.** Su W., Gao J., Klemd R., Li J., Zhang X., Li X., Chen N., Zhang L. // European Journal of Mineralogy. 2010. Vol. 22. P. 473-478. **14.** Zhang C., Wang X., Wang T., Dai M. // Journal of Northwest University (Natural Science Edition). 2009. Vol. 3. P. 83-92.

ПРИРОДНЫЙ МЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Э.М. Спиридонов

(Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com)

Очень своеобразны минеральные ансамбли, которые возникают при взаимодействии базитовых расплавов с вмещающей средой ультра восстановленного состава – с углями, горючими сланцами. На контактах тел габбро-долеритов, долеритов и базальтов с угольными пластами последние превращены в кокс, далее от контакта в графит и графитизированные породы. Таковы многочисленные месторождения графита по рекам Курейкам на западе Восточно-Сибирской платформы. Выделившаяся при графитизации огромная масса горючих газов (H_2 , CH_4 , CO , CO_2 , H_2S ...) – до $n1000 \text{ м}^3/\text{т}$ угля рассеивается.

Иная картина в случае захвата ксенолитов углей, углистых пород или горючих сланцев. В этих случаях ультра восстановленные породы и продукты их термального метаморфизма капсулированы. Горючие газы, кокс и графит активно взаимодействуют с базитовыми расплавами и продуктами их кристаллизации. Происходит природный металлургический (доменный) процесс. Возникают железо и камасит, когениит Fe_3C , графит, вюстит FeO , анортит, высоко- и крайне высоко железистые оливин и пироксены, ульвошпинель, герцинит, Mss , менее шрейберзит Fe_3P , тэнит (Fe,Ni), медь. Судя по морфологии выделений и наличию включений стекла, железо кристаллизовалось из металлического и оксид-углерод-металлического расплавов. Скопления железа развиты в интрузивах габбро-долеритов и дайках долерито-базальтов трапповых формаций Восточно-Сибирской платформы (крупнейшие в интрузиве Хунгтукун) [1-2] и Северной Атлантики (остров Диско, Гренландия) [3-5]. Сульфидоносность расплавов обуславливает пиритоносность углей.

Хунгтукунский интрузив оливиновых габбро-долеритов. В средней и верхней частях интрузива расположены горизонты с ксенолитами мало сернистых углеродистых пород и доломитовых мергелей. Последние превращены в шпинель-фассаит-мелилитовые скарноиды [2]. За счёт углей возникли скопления железа до 70 т. Процесс восстановления – выплавления железа проходил вдоль трещин, по которым мигрировали раскालённые горючие газы (рис. 1, 2). Выплавленное железо (обычно тонко кристаллические эвтектики железо-когениит и камасит-когениит) зачастую окружено эвтектиками вюстит-когениит, магнетит-когениит и магнетит-троилит, зернистыми агрегатами магнетит+фаялит+троилит... Железо и камасит непропорционально обогащены Ni , Co , Cu , Pd , Pt , Au относительно материнских габбро-долеритов. Состав железа, масс. % ($n=5$): Fe 96-99 (96.8), Ni 0.2-2.7% (1.8), Co 0.1%, Cu 0.3-1.4% (0.6%); S 0.07%. Состав камасита, масс. % ($n=17$): Fe 90-93% (91.8), Ni 3.9-6.6% (5.7), Co 0.9-1.5% (1.2), Cu 0.5-1.2% (0.9), S 0.06%; Pd до 13 г/т; Pt до 3 г/т; Au до 1,5 г/т. Вероятно, это следы «работы» карбонильных комплексов типа $Ni(CO)_5$, $Pd(CO)_7$ или фуллеридов типа $C_{60}Pt$, $C_{60}Pd_5$ или эндометаллофуллеренов типа $C_{60}H_3PdC_5H_5$, $Pt(CO)_5C_{60}(H,Cl,F)_3$... Когениит содержит около 1% Ni и 0.5% Co , вюстит до 1% Zn .

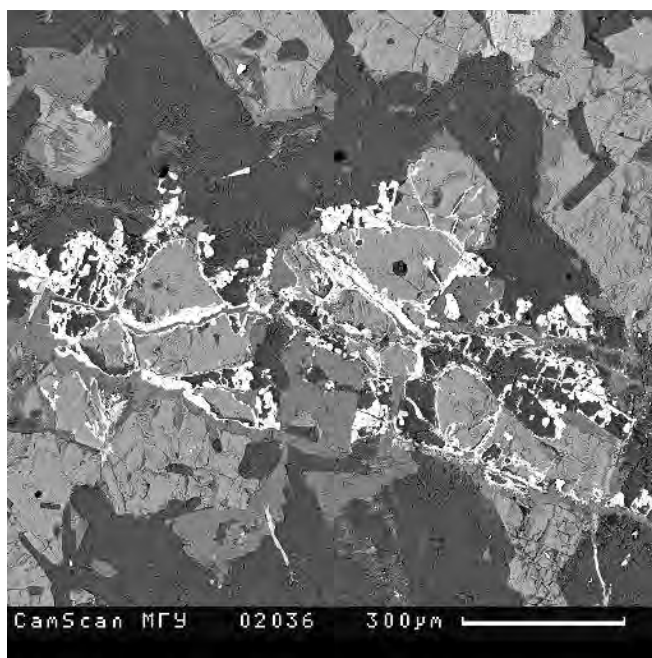


Рис. 1. Просечки железа в габбро-долеритах. BSE image.

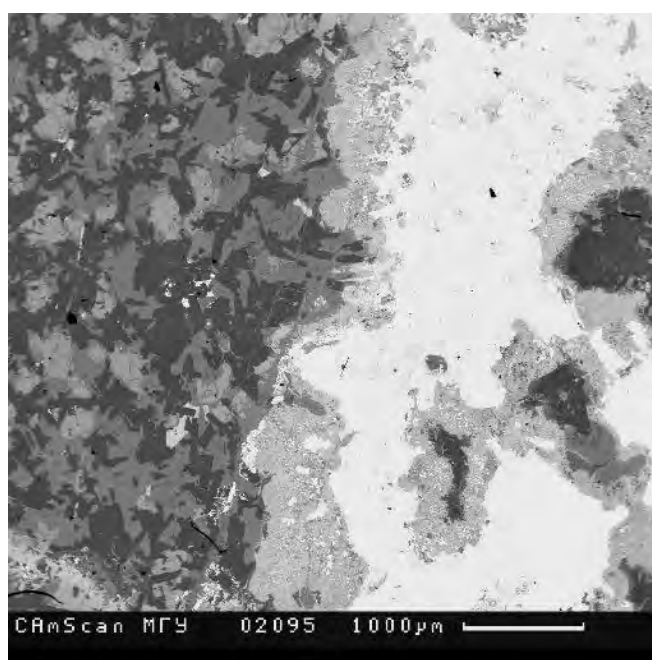


Рис. 2. «Металл наступает». Железо и камасит (белые), магнетит и вюстит (светло-серые), справа – анортит (чёрный) и Са фаялит (тёмно-серый), слева – габбро-долериты. Фотография в отражённых электронах.

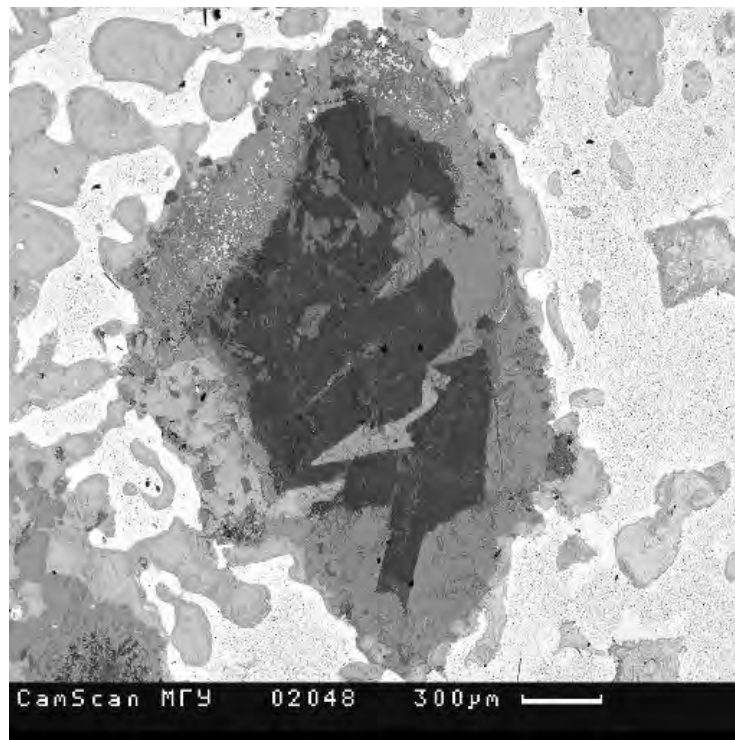


Рис. 3. Анортит (чёрный), окружённый Са фаялитом (серый), вюститом и магнетитом (светло-серые) среди железа и камасита с массой тонких включений когенита. Фотография в отражённых электронах.

Редкий тэнит содержит до 40% Ni и 1% Co и Cu, шрейберзит - 4% Ni и 1% Co. Иные новообразования – Са фаялит, анортит, К лабрадор, графит, феррогортонолит, ферропижонит, Al геденбергит, ферроавгит, санидин, мелилит, магномагнетит, ульвошпинель, Ti ферригерцинит, хромит, ильменит (рис. 3, 4). Фаялит содержит до 10% минала кирштейнита, его состав $Fe_2Mg_4Ca_4$. Ульвошпинель содержит 80% минала Fe_2TiO_4 .

Своеобразен состав хромита мелких выделений в железе, масс. %: MgO 0.15; FeO 34.15; MnO 0.03; ZnO 0.21; Cr_2O_3 41.84; Al_2O_3 0.10; V_2O_5 4.82; Fe_2O_3 13.83; TiO_2 4.78; сумма 99,91%. В магматических породах нет хромитов столь бедных Al и Mg и столь богатых V. Вероятный источник V и Ti для этого хромита – ильменит и титаномагнетит оливиновых габбро-долеритов.

Выше описаны высокотемпературные минеральные образования, возникшие в ультра восстановительной обстановке внутри Хунгтукунского базитового интрузива. Они очень близки к таковым в дайках долеритов и базальтов острова Диско [3-5]. В этих детально изученных образованиях Ti связан в ульвошпинели и ильмените, карбид титана не установлен; Al связан в анортите и герцините, Cr связан в хромите, металлические алюминий и хром не установлены.

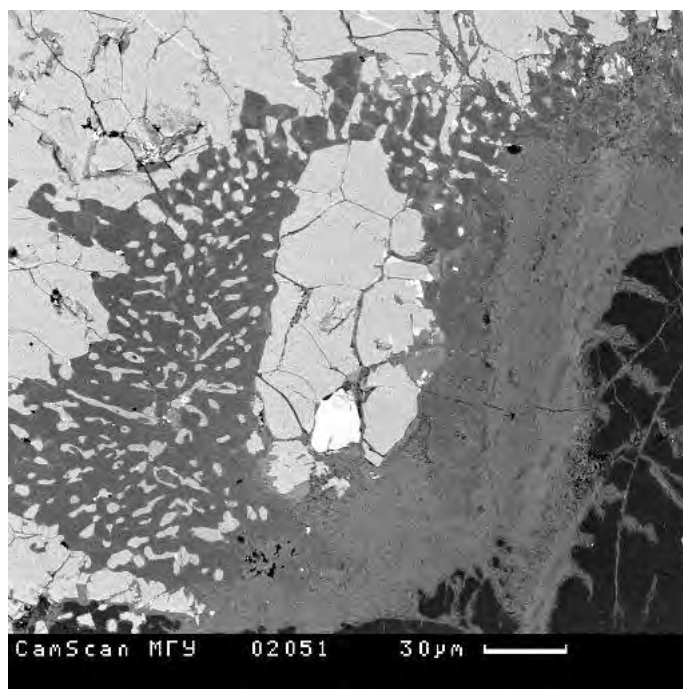


Рис. 4. Справа К-лабрадор (чёрный) и ферропижонит (серый). В центре Са-фаялит (светло-серый) и ульвошпинель (белая) окружены сростаниями пижонита и фаялита. Вокруг вюстит с вростками магнетита и когенита. Фотография в отражённых электронах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00674).

Литература

1. Округин А.В., Олейников Б.В., Заякина Н.В., Лескова Н.В. // Зап. ВМО. 1981. Ч. 110. № 2. С. 186-204.
2. Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск: Наука. 1985. 169 с.
3. Bird T.M., Goodrich C.A. & Weathers M.S. // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 11787-11805.
4. Pedersen A.K. // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 397-407.
5. Ulf-Möller F. // J. Petrol. 1985. Vol. 26. P. 64-91.

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ШИБАНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Ю.А. Степнова, В.А. Пахомова

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, stepnova@fegi.ru)

Введение. Проблема взаимоотношений магматизма и оруденения является одной из наиболее востребованных в геологии, поскольку с ней связано решение как фундаментальных вопросов эндогенной металлогении, так и ряда практических задач, включая прогноз месторождений. Достаточно остро эта проблема стоит применительно к месторождениям редкоземельных металлов, которые входят в список критически важных для мировой и российской экономики. Несмотря на накопление большого количества данных, касающихся геологического строения, минералогии и геохимии Сихотэ-Алиня, ряд вопросов, касающихся расшифровки генезиса редкоземельных месторождений, их источников и механизмов образования оставались нераскрытыми, что было обусловлено невозможностью получения необходимой информации, прежде всего - об условиях

формирования месторождений, учитывающих новые данные геодинамической позиции региона.

В последние годы на территории Восточной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса (Юг Приморского края) установлено развитие палеогеновых гранитоидов, формирование которых могло быть связано с режимом скольжения литосферных плит. Признаки, позволяющие распознать данную обстановку изложены в [1, 2, 3]. Особенности эоценового магматизма на активных континентальных окраинах и его геодинамическая природа изучены явно недостаточно. В связи с этим представляются актуальными приведенные в статье исследования магматизма, геохимических особенностей и физико-химических параметров образования формации щелочных гранитоидов и сиенитов, проявленных на юге Приморья (Шибановское рудное поле).

Геологический очерк. Шибановское рудное [4] поле расположено в восточной части Ханкайского супертеррейна. В геологическом строении рудного поля принимают участие породы Матвеевско-Нахимовского террейна: среднепалеозойские, позднепермские и палеогеновые. В пределах рудного поля располагается одноименный гранитный массив с проявлениями двух типов минерализации: оловянно-вольфрамовой и касситерит-вольфрамит-кварцевой, а также промышленные россыпи касситерита и вольфрамита, в которых в значительных количествах содержатся ксенотим, ортит, фергусонит, циркон. Эндогенное оруденение приурочено к пегматитовым и кварцевым жилам и грейзеновым зонам в гранитах Шибановского массива. Рудопоявление Верхне-Шибановское локализовано в гранитах Шибановского массива и представлено сериями жил блокового пегматита мощностью до 20 см, непротяженных зон касситерит-содержащих мусковитовых грейзенов, образовавшихся по зонам дробления.

Внедрение гранитов Шибановского массива происходило в четыре фазы: первая - крупно-среднезернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты; вторая - среднезернистые биотитовые граниты; третья - мелкозернистые биотитовые граниты, четвертая - порфириовидные биотитовые граниты. Жильные и дайковые образования развиты как в позднепермских, так и в среднепалеозойских гранитах, вытянуты в северо-восточном, реже — северо-западном направлении. Они встречаются также и в пределах самого Шибановского массива. Представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, а также пегматитами, грейзенами и кварцевыми жилами [5].

Результаты и их обсуждение. Полученные нами К-Аг датировки гранитов Шибановского массива - 63 ± 1 млн. лет - соответствуют палеоценовому возрасту; щелочные сиениты в возрастном отношении являются наиболее молодыми породами в пределах Шибановского массива – их датировки калий-аргоновым методом - 50 ± 2 млн.лет, что соответствует эоценовому возрасту (см. табл.).

Изученные интрузивные породы Шибановского массива (граниты и щелочные сиениты) отличаются по ряду признаков: среднему значению суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), более высокому для щелочных сиенитов, коэффициенту окисленности железа $f = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.38 \cdot \text{SiO}_2 / 200$, который в гранитах значительно ниже.

Значения степени окисления железа $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ в щелочных сиенитах составляют 2,5, в гранитах - 1,6 при среднем значении сумм щелочей.

Из анализа распределения рудных и редкоземельных элементов следует, что величины их средних содержаний в изученных породах и минералах неодинаковы, и зависят не только от исходного содержания этих элементов в магме, но и от состава и структуры минералов, а также времени их выделения и от их количества в магматитах.

Таблица

Результаты определения изотопного (K-Ar) возраста сиенитов и гранитов Верхне-Шибановского месторождения

№ п. п	№ лаб.	№ авт.	порода	анализируемый материал	Калий, % □ □	⁴⁰ Ar _{рад} (нг/г) □ □	Возраст, млн. лет □ 2 □
1	5469-А	Ю-202	гастингситовый кварцевый сиенит	вал	5,70□0,0 1	20,06□0,30	50□1
2	5470-А	Ю-204	эгириновый кварцевый сиенит	то же	6,10□0,0 1	21,60□0,97	50□1
3	5471-А	Ю-208	гранит	то же	4,40□0,0 1	19,70□0,31	63□1

* Анализы выполнены в СВКНИИ ДВО РАН, лаборатории петрологии и изотопной геохронологии (аналитики: Александрова Н.М., Люскин А.Д., Новик К.К.)

Щелочные сиениты Шибановского массива характеризуются повышенными концентрациями Nd, Ce, La, Ba, Co, Sn, Nb, Rb и Th, аномально высокими содержаниями Zr, средними - Be, Cu, Sr, Ni, и Co. Для гранитов отмечаются повышенные содержания Zn, Rb, Cs, Cr и W. В целом, по соотношению щелочей и глинозёма гранитоиды Шибановского массива попадают в поле гранитов А типа, частично захватывая I и S типы. Различная природа расплавов, продуцирующих сиениты и граниты, ярко демонстрируется на диаграммах K/Rb-Rb и Sr-Rb/Sr (см. рис.), где щелочные сиениты Шибановского массива занимают область, характерную для пород, имеющих преимущественно «мантийную», «мантийно-коровую», а граниты - «коровую», природу очагов. Причём, очаги гранитов формировались на глубинах порядка 20-30 км, а сиениты – 30 км и более.

В пределах Шибановского рудного поля установлена последовательность образования магматических пород (гранитоидов и сиенитов), метасоматитов и гидротермалитов.

Данные изучения расплавных и сопутствующих им флюидных включений в магматическом кварце гранитоидов свидетельствуют о кристаллизации этих пород в интервале температур 800-750°C и давлений 3-5,5 кбар, из расплавов, содержащих Li во флюидной фазе. Известные данные о формировании большинства месторождений гидротермальными растворами позволяют предполагать, что обогащённость магматического расплава водой должна в значительной мере определять возможность возникновения гидротермальной системы. Концентрация воды в расплаве, из которого формировались гранитоиды, составляла 4,8-6,0 мас.%. Условия образования щелочных сиенитов ограничены температурным интервалом 800-650°C и вариациями флюидного давления от 1,5 до 5 кбар. Сиениты кристаллизовались из расплавов, обогащённых кальцием и фтором (3-4 мас.% F). Концентрация воды в расплаве составляла около 3,9 %. Формированию грейзенов и кварцевых прожилков в гранитах соответствовал температурный интервал (500-358°C), их кристаллизация происходила из растворов с высокой общей минерализацией преимущественно хлоридного состава, при меньшем участии фтора, в присутствии катионов лития и магния, в интервале давлений от 2.2 до 1.3 кбара. Доказательством решающего вклада магматогенных флюидов в формирование гидротермальной системы являются результаты сопоставления криометрических характеристик солевого и газового состава магматического дистиллята и гидротермальных растворов, которое обнаруживает их соответствие.

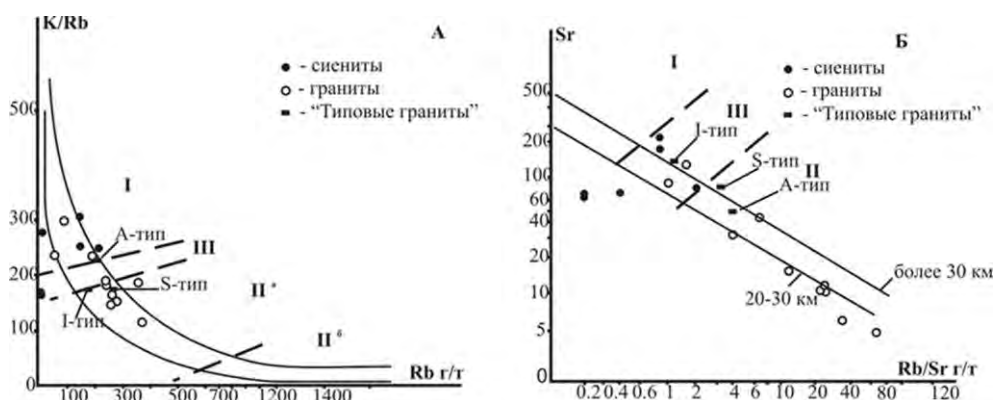


Рис. Диаграммы соотношений K/Rb-Rb (А) и Sr-Rb/Sr (Б) для магматических пород Шибановского рудного поля

Выделены поля: I - преимущественно «мантийных», II - «коровых», III - «корово-мантийных» расплавов (Руб и др., 1983). Сплошные - «линии глубинности» по (Condie, Banagar, 1974). Положение S-, A-типов гранитов (по Whalen et al., 1987)

Выводы. Проведённые нами геохимические исследования [6] и результаты К-Аг датирования показали, что гранитоиды Шибановского рудного поля являются породами палеогенового возраста (эоцен-палеоцен), обладающими пёстрым составом, характеризующимся смешением внутриплитных, субдукционных и коллизионных геохимических признаков. Наряду с пестротой состава, установлено антидромное развитие гранитоидного магматизма (от гранитов к сиенитам), с повышением значения «мантийных» геохимических и изотопных признаков [7]. Оловянно-вольфрамовое оруденение связано с гранитами и метасоматитами массива, источником редкоземельной минерализации являются щелочные сиениты рудного поля. Выявление редкоземельной минерализации расширяет геохимическую специализацию массива и позволяет рассматривать его как комплексное проявление с перспективами попутного извлечения редкоземельных металлов.

Литература

1. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. // Тектоника Азии. М.: ГЕОС. 1997. С. 240-243.
2. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М., Горячев Н.А. // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока края. Владивосток, Дальнаука, 2006. т. 1. С. 20-32.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Шабанова Ю.А., Залищак Б.Л., Ушкова М.А., Карманов Н.С. // Тихоокеанская Геология. Т 25, № 3, 2006.
5. Шабанова Ю.А., Пахомова В.А. // Тезисы докладов Всероссийской научно-практической конференции. - М.: ИМГРЭ, 2011, 204 с.
6. Шабанова Ю.А., Пахомова В.А. // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIV Всероссийской молодёжной конференции. Иркутск. 2011. - 223 с.
7. Ханчук А.И. // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. Москва. 2010. С. 169-170.

**ДИСЛОКАЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
БАЗАЛЬТОИДОВ ТРИАСА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ПЛАТО ПУТОРАНА**

Н.Ф. Столбова¹, В.А. Кринин²

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, stolbovanf@ignd.tpu.ru; ²«ЗАО» Ванкорнефть, Красноярск, v_krinin@vankoroil.ru)

В северо-восточной части плато Путорана пробурен ряд структурных скважин, вскрывших на разную глубину базальтоидные отложения триасового возраста. Они перекрывают угленосные и нефтегазоперспективные комплексы пород палеозоя. Во время активизации тектонических процессов флюидные потоки достигали базальтоидные породы, влияя на их петрографические особенности.

С целью изучения особенностей влияния ниже залегающих нефтегазогенерирующих отложений были проведены детальные петрографические, люминесцентно-микроскопические и ядерные литогеохимические исследования на примере скважины Кыстыктахская-7. На основании результатов исследований построена литолого-петрографический разрез с вынесенными зонами дислокационных и метасоматических преобразований.

Верхняя часть разреза до глубины ~1300м сложена базальтами и туфогенными породами с тонкими (до метра) прослоями более кислых разновидностей и, в меньшей степени, долеритами и габбро-долеритами. В нижней части разреза преобладают гипабиссальные породы – долериты, габбро-долериты и их оливиновые разновидности. По особенностям распространения базальтоиды отнесены к моронговской, туклонской, гудчихинской, сьверминской, ивакинской свитам и тунгусской серии пород, а также к гипабиссальным телам.

Значительное внимание при проведении исследований уделено детальному изучению вещественного состава пород, их текстурно-структурным особенностям и характеру их преобразований.

В разрезе скважин повсеместно обнаруживается влияние дислокационно-метасоматических процессов на породы. Они проявляются в виде трещиноватости, прожилкования, пятнистого развития новообразованных минералов.

Минеральный состав пород определялся визуально с использованием бинокулярного микроскопа и петрографически по кристаллооптическим свойствам минералов в проходящем свете поляризационного микроскопа, а также постоянно контролировался рентгеноструктурным анализом.

Главные породообразующие минералы базальтоидов – плагиоклазы и темноцветные минералы. В породах они встречаются в соотношениях близких к величине 1:0,7. Первичные темноцветные минералы в вулканитах, долеритах и габбро-долеритах различны. Так, в туфах и базальтах, из темноцветных минералов преобладает авгит. В габбро-долеритах и долеритах присутствует, в основном, диопсид, иногда совместно с авгитом. Моноклинные пироксены составляют от 15% до 35%, в среднем ~25%. В отдельных породах (гл.530,3м,539,5м,676,6м) встречается оливин. Его содержание достигает 15-20%. В свежем виде этот минерал почти не встречается, так как замещен боулингит-иддингситом и карбонат-серпентин-хлоритовым агрегатом минералов.

Содержание плагиоклаза в базальтоидах меняется от 50% до 65% и в среднем составляет ~55%. Наибольшее содержание плагиоклазов относится к габбро-долеритам. Последние, на фоне других разновидностей, имеют осветленный вид. Замеряемый методом Мишель-Леви плагиоклаз имеет номер 60, однако он обнаруживает преобразования разной степени интенсивности. Они выражаются в виде неоднородной, часто пятнистой,

пелитизации и альбитизации. В связи с этим на рентгенограммах фиксируются такие минералы как анортит, альбит, а также представители слюдистых и глинистых минералов (мусковит и иллит).

Почти все породы разреза подвержены гипергенным и гипогенным гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Они тесно связаны с текстурно-структурными особенностями пород разреза и наблюдаемыми дислокационными процессами. Так в породах верхней части разреза, представленной в основном, первоначально рыхловатыми туфами, отмечается значительное присутствие цеолитов. Здесь зафиксированы ломонтит, корренсит, филлипсит, куспидин. Не исключено, что влияние на их формирование могли оказать гипергенные процессы.

Породы более глубокой части разреза (>400м) представлены довольно хорошо раскристаллизованными базальтами. В них почти повсеместно в разных количествах (в среднем ~5-10%) проявляются микрографические агрегаты кварца и ортоклаза. Они развиваются в интерстициях плагиоклазов и темноцветных минералов. Это хорошо просматривается под микроскопом и фиксируется рентгеноструктурным методом анализа. Их появление в основных породах рассматриваются как результат влияния относительно высокотемпературных щелочных метасоматических эманаций.

Традиционно считается, что пегматоидная кристаллизация происходит на фоне щелочной волны метасоматоза при смене ее на кислотную в близнейтральных средах из галоидных растворов, обогащенных щелочными металлами [1, 2, 3]. Сопровождающие пегматоидную ассоциацию такие минералы, как фторсодержащий куспидин, щелочно-железистый феррорихтерит и анкерит, обнаруженные рентгеновскими методами поддерживают такое представление. Здесь же фиксируются минералы подвижного во флюидных системах титана – ильменит, рутил, анатаз.

В целом эволюция метасоматических преобразований пород закономерна – от высокотемпературных пегматоидных щелочных до низкотемпературных углекислотной аргиллизации. Четко фиксируется переход флюидной системы к насыщению углекислым газом, а также более заметная ее связь с зонами усиленных дислокаций. Последние проявились в интервалах 910,0-938,0м; 978,5-1002,3м; 1090,0-1107,1.

Насыщение флюидов углекислым газом связано с окислением ОВ, имеющегося в избытке в нижележащих угленосных отложениях тунгусской серии и углеводородов, мигрирующих из нефтегенерирующих пород нижней части осадочного чехла. Окисление углерода до CO , а затем до CO_2 способствует его миграции, в виде газообразных и водных флюидов, а также растворению и повышению парциального давления в системе [4]. Нахождение карбонатов, хлоритов, глинистых минералов напрямую связано с выделенными зонами дислокационных и метасоматических преобразований.

Неудивительно, что в глубокой части разреза, в вулканических и гипабиссальных магматитах, плотных по текстуре, стекловатых и кристаллических породах, значительную роль играют дислокационные процессы. Визуально они проявляются в виде трещинок, нередко, сопровождаемых зеркалами скольжения, зон кливажа с повышенной хрупкостью, а также в виде прожилковых текстур, часто переходящих в пятнистые ослабленные зонки. Проявления дислокационных процессов отображены на литогеохимическом разрезе. Именно к ним приурочены наиболее заметные структурно-текстурные и минеральные неоднородности. Здесь частично или полностью, замещая первичные минералы, формируются амфиболы, слюды, эпидоты, хлориты, появляется пренит. Здесь же с разной степенью интенсивности осуществляется порообразование, вынос и переотложение петрогенных комплексов.

Карбонатные минералы часто заполняют пустотное пространство, образуя миндалекаменные проявления, прожилки, прожилково-пятнистые и пятнистые образования. Они представлены преимущественно кальцитом, в отдельных случаях с анкеритом.

Обычно карбонатная минерализация сопровождается хлоритами. Хлориты, как правило, обрамляют внешние контуры миндалин, а также встречаются в виде самостоятельных секущих прожилков и агрегатов, замещающих первичные минералы и межзерновое пространство в виде пятнистых проявлений. Хлорит фиксируется в трех, различающихся по цвету, разновидностях: фиолетово-зеленых, зеленовато-бурых и зеленовато-голубых. Цветовые их характеристики отражают колебания химического состава участвующих в минералообразовании флюидов.

Важным явлением, наблюдаемым в дислоцированных долеритах и габбро-долеритах, является аргиллизация. Под микроскопом и рентгеновскими методами с использованием специализированных для выявления глинистых фракций методиками зарегистрированы глинистые минералы всех групп – кандитов, иллитов, монтмориллонитов и хлоритов-вермикулитов. Особенности их химизма и сочетаний четко отражают очень сложное физико-химическое состояние флюидной системы в базальтоидах.

В зонах активных дислокаций часто фиксируются эпибитумоиды. Изучение эпибитумоидов проводилось методами чувствительной люминесцентной микроскопии (микроскоп Мик-Мед-2) и объемным достоверным методом хлороформных вытяжек. По составу битумоиды относятся к смолисто-маслянистым и также более тяжелым – смолисто-асфальтовым разновидностям.

В верхних частях разреза в прожилках фиксируются черные окисленные битумы. В туфах и базальтах они приурочены к трещинкам и миндалинам. Для долеритов и габбро-долеритов характерна тесная, вероятно генетическая, связь эпибитумоидов с субвертикальными зонами дислокаций и преимущественно карбонатно-хлоритоглинистыми метасоматитами.

Своеобразно размещение эпибитумоидов в зонах интенсивных дислокаций, сопровождаемых движением горных блоков с проявлением зеркал скольжения. Битумоиды находятся во внешней части зоны с зеркалом скольжения, во внутренней части находятся псевдотахилиты (стекловатая масса с реликтовыми обломочными силикатными минералами). Создается впечатление о одновременности миграции углеводородов и дислокациях в породах. Взаимосвязь битумоидов с субвертикальными трещинами и зонами дислокаций указывает и на связь источника УВ с залегающими глубже нефтегазогенерирующими толщами [5].

Литература

1. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – М.: Изд-во АН СССР, 1955
2. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. –Л.: Недра, 1973, - 392С.
3. Багатинов О.А., Афанасьевна М.А., Бардина Н.Ю. . Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических пород: Учебник. –М.: Логос, 2001, - 768с.
4. Портнов А.М., Кудиннов М.Н. Углекислота - как диспетчер рудоотложения // Природа -1993.-№ 11
5. Кригин В.А. О генезисе нафтидов на севере Сибирской платформы. –М.: Горные ведомости, 2011, - 24-31с.

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ
ВУЛКАНИТОВ ГУМБЕЙСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ
ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Т. Н. Сурин

(ОАО "Челябинский электрометаллургический комбинат", Челябинск, surin@chemk.ru;
orotimaru.74@inbox.ru)

Гумбейская зона представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении более чем на 300 км вулканическую палеогряду, локализованную в крайней восточной прибортовой части крупнейшей на Урале и важнейшей в металлогеническом отношении Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Указанная зона является фронтальной частью Восточно-Магнитогорской палеодуги и с востока ограничена шовной Уйско-Кацбахской зоной, трассируемой многочисленными телами альпинотипных гипербазитов [1]. Слагающие зону вулканы объединены нами в гумбейскую вулканическую ассоциацию. До недавнего времени считалось, что они являются возрастными и формационными аналогами раннеэфельского ирендыкского комплекса, развитого в Западно-Магнито-горской островной дуге. В последнее время в результате проведения геологосъемочных работ в Гумбейской зоне доказано, что слагающие ее вулканы имеют более молодой возраст, который соответствует лангурскому горизонту эфельского яруса и живетскому ярусу (живетскому ярусу по уральской схеме 1980 г.), т.е. являются синхронными с колчеданосными вулканидами Учалино-Александринской подзоны. Уже первые результаты петролого-геохимического изучения вулканидов Гумбейской зоны позволили уверенно заключить, что они не являются аналогами пород ирендыкского комплекса и сформировались в условиях, более соответствующим "развитым" островным дугам [1,2].

В составе гумбейской ассоциации выделяются: собственно гумбейская эфельско-живетская вулканогенная толща с комагматичными жерловыми и субвулканическими образованиями, а также перекрывающая ее позднеживетско-раннефранская новобуранная свита, сложенная туфо-осадочными породами. Гумбейская толща представлена порфировыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми базальтами, их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, реже туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, яшмами, изредка отмечаются прослой радиоларитов, а в верхах толщи - изредка дациты, риодациты или их туфы. Мощность толщи составляет от 1300 до 4400 м. Жерловые образования представлены лавобрекчиями и кластолавами базальтов и андезибазальтов или, гораздо реже, экструзиями или жерловыми фациями (типа некков) дацитов и риодацитов. Субвулканические образования представлены дайками разнообразного состава: от базальтов до дацитов и риодацитов. Новобуранная свита представлена ритмичной толщей полимиктовых конгломерато-брекчий, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями туффитов дацитов и риодацитов, реже - кремнистых пород. Мощность свиты варьирует в пределах 150-400 м.

Петрофонд гумбейской ассоциации представлен базальтами (60 %), андезибазальтами (21%), андезитами (6,5%), дацитами (7%) и более кислыми породами (5,5%).

Петрогеохимические особенности главных типов пород, а также распределение в них РЗЭ, приведены в таблице.

Таблица

**Петрогеохимическая характеристика вулканитов гумбейской вулканической ассоциации.
Распределение РЗЭ в отдельных типах вулканитов.**

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	N ₁ **	
1*	50,40	0,85	16,39	4,01	6,57	0,16	7,27	10,08	2,85	1,20	0,23	156	
2	54,43	0,82	16,75	3,68	5,81	0,15	5,46	7,73	3,70	1,23	0,23	55	
3	58,98	0,78	16,47	3,16	4,43	0,12	4,04	6,78	3,89	1,16	0,20	17	
4	65,22	0,66	15,06	2,86	3,43	0,14	1,92	3,54	4,62	2,31	0,24	11	
5	68,12	0,58	14,72	1,96	2,83	0,10	1,51	3,03	4,48	2,49	0,18	11	
6	74,37	0,28	12,65	1,38	1,60	0,05	0,85	1,24	4,21	3,31	0,08	10	
№	Rb	Sr	Ba	Cr	Ni	Co	V	Zr	Y	Nb	N ₂ **		
1	34	473	140	209	91	52	526	118	35	10	35		
2	29	434	160	163	71	34	393	71	20	10	10		
3	34	495	250	69	12	20	325	134	37	10	4		
4	40	311	205	71	5	8	83	280	50	5	3		
5	45	240	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3		
6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
1***	14,25	7,65	1,14	5,48	2,07	0,95	2,17	-	1,92	0,35	1,05	0,13	0,97
2	14,25	7,00	1,44	7,71	1,55	0,78	2,60	-	1,75	0,26	0,70	0,09	0,61
3	12,20	25,07	3,72	20,74	3,62	1,90	4,77	-	3,50	0,61	2,01	0,26	1,40
4	6,00	13,70	1,70	8,50	2,40	0,35	3,10	0,50	2,70	0,60	1,80	0,25	1,50
5	8,53	10,66	1,32	5,83	1,47	0,95	1,91	-	1,79	0,35	0,88	0,11	0,79
6	18,42	26,37	3,84	21,60	3,88	1,73	4,16	-	3,54	0,61	1,93	0,22	1,14
7	11,76	31,34	2,60	7,88	1,47	0,43	2,17	0,32	2,70	0,41	1,31	0,16	1,16
8	12,97	16,69	1,91	7,28	1,55	1,04	2,25	-	2,10	0,44	0,88	0,10	0,53
9	16,04	21,57	3,12	16,11	3,97	1,90	4,86	-	4,55	0,87	2,54	0,28	1,67
10	7,90	18,20	2,70	13,80	3,50	0,90	4,50	0,75	4,50	0,90	2,40	0,40	2,20

* Для всех данных (кроме РЗЭ), средние составы пород: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – риодациты, 6 – риолиты.

** N₁ и N₂ – количество анализов на петрогенные компоненты и микроэлементы соответственно.

*** РЗЭ (в скобках номера проб): 1-5 – базальты: 1 – пироксен-плагиоклазовый, р. Сухая Амамбайка (к-33); 2 – плагиоклаз-пироксеновый, р. Зингейка у пос. Победа (к-95); 3 – пироксеновый, там же (к-83); 4 – плагиоклаз-пироксеновый, р-н пос. Амамбайка (22/5/48,5); 5 – роговообманково-пироксеновый, Самаринские горы (к-221); 6-7 – андезибазальты: 6 – афировый, р. Зингейка у пос. Победа (к-85); 7 – плагиоклаз-пироксеновый, юго-восточнее Южно-Кассельского массива (к-302); 8 – роговообманково-плагиоклазовый андезит, р. Сухой Куросан (к-214); 9 – дацит, р. Куросан (к-210); 10 – риодацит субвулканический, месторождение Южный Куросан (8082-1-1). 1-3, 5-9 – данные Р.Г.Язевой и В.В.Бочкарева [2], остальные – данные автора.

Определения петрогенных компонентов выполнены в Новосинглазовской химической лаборатории, микроэлементов – в ИГТ УрО РАН (Rb и Sr – рентгено-спектральный метод, РЗЭ – химико-спектральный метод, остальные – количественный спектральный метод), н.о. – элемент не определялся.

По соотношению кремнезема и суммарной щелочности образования гумбейской ассоциации принадлежат к образованиям нормальной щелочности, но субщелочные породы – не редкость в Гумбейской зоне [1], причем щелочность пород закономерно возрастает в направлении с севера на юг, что является выражением продольной зональности палеостроводужной структуры, т.е. ее удалением в указанном направлении от палеозоны субдукции. Сумма щелочей увеличивается по мере накопления кремнезема, причем при переходе от средних составов к кислым наблюдается особенно "быстрый" ее рост. По соотношения кремнезема и калия породы в целом являются представителями низкокальциевой известково-щелочной серии, хотя и базальты, и кислые образования близки по содержанию калия к представителям калиевой известково-щелочной серии. С

увеличением кислотности пород в них заметно возрастает роль калия в сумме щелочей, хотя тип щелочности при этом сохраняется калиево-натриевым. "Медленное" возрастание коэффициента фракционирования по мере роста кремнеземистости пород также позволяет уверенно отнести вулканиды гумбейской ассоциации к образованиям известково-щелочной серии. Степень окисленности железа также в целом закономерно возрастает по мере увеличения содержания кремнезема, при этом в области риодацитовых составов наблюдается характерный минимум указанной величины, что является, по нашему мнению, ясным указанием на мощную дегазацию расплава. Заметим, что именно с риодацитами связано формирование золото серебряной минерализации Куросанского рудного поля. Повышение калиевости по отношению к натриевости вместе со снижением кальциевости пород также является выражением типичного боуэновского пути дифференциации.

Микроэлементный спектр вулканидов гумбейской ассоциации характеризуется весьма заметной по отношению к базальтам типа N-MORB обогащенностью крупноионными литофилами и в меньшей степени обогащенностью элементами с высокочargedными ионами. Характерной чертой являются четко выраженные ниобиевый и титановый минимумы, что является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок.

Все проанализированные базальты характеризуются отчетливо выраженным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми. Конфигурация распределения РЗЭ в целом аналогична таковой для островодужных известково-щелочных базальтов, но общее содержание РЗЭ по сравнению со средним представителем указанного типа заметно понижено, что также свидетельствует об образовании первичных расплавов из деплетированного мантийного источника. Для большинства образцов выявляются положительные европиевые аномалии, при этом величина этих аномалий обнаруживает прямую зависимость от величины лантан-иттербиевого отношения, что подтверждает существенную роль аккумуляции плагиоклаза при образовании этих пород и находится в соответствии с их петрографическими особенностями. Андезидазальты в еще большей степени обогащены легкими РЗЭ цериевой группы по сравнению с тяжелыми иттриевыми. Интересно, что в андезидазальтах, также как и в базальтах, выявляются два типа распределения РЗЭ: обогащенный всеми РЗЭ с положительной европиевой аномалией и обедненный с отрицательной аномалией в содержании европия. Не вызывает сомнения геохимическая "комплиментарность" двух указанных типов, т.е. их происхождение из одного андезидазальтового расплава в результате аккумуляции плагиоклаза в первом случае и пироксена - во втором, что подтверждается и петрографическими данными. Роговообманково-плагиоклазовые андезиты отличаются от всех изученных пород максимальной обедненностью тяжелыми РЗЭ, что в сочетании со значительной положительной европиевой аномалией свидетельствует об образовании этой породы за счет удаления из расплава амфибола (роговой обманки) при одновременной аккумуляции плагиоклаза. Дацинты и риодациты обогащены средними и тяжелыми РЗЭ по сравнению с андезидазальтами и андезитами при близких концентрациях легких РЗЭ, что может быть следствием определенной роли аккумуляции роговой обманки при их образовании. В целом же широкие вариации в распределении РЗЭ в характеризуемых вулканидах вкуче с наличием как положительных, так и отрицательных европиевых аномалий, очевидно, отражают значительную роль процессов фракционирования в петрогенезисе.

Не вызывает сомнения тот факт, что базальты гумбейской ассоциации не отвечают по составу первичным мантийным выплавкам и претерпели значительную дифференциацию в промежуточных магматических очагах. При подъеме к поверхности первичный расплав испытывал интенсивную дифференциацию с отсадкой фемических компонентов. Высокая концентрация воды в расплаве является причиной "сдвига" среднего состава базальта

относительно "сухой" пироксен-плагиоклазовой котектики в сторону лейкократовых составов, причем соотношение указанных нормативных компонентов свидетельствует о величине водного давления около 4,5-5 кбар. Если допустить, что промежуточные магматические очаги, в которых обособились базальтовые расплавы (близкие к составам тех пород, что мы наблюдаем на поверхности), существовали в нижней части коры или на границе коры и мантии, а водное давление было близко к литостатическому, то глубина их залегания составляла около 18-20 км [3]. Это соответствует представлениям о формировании вулканитов гумбейской ассоциации в условиях островодужной коры повышенной мощности [1]. Повсеместно проявленная ранняя кристаллизация магнетита свидетельствует о высокой фугитивности кислорода на начальной стадии эволюции базальтовой расплава. Дальнейшая кристаллизационная дифференциация происходила при фракционировании клинопироксен-плагиоклазовой ассоциации минералов и сопровождалась аккумуляцией плагиоклаза в верхних, а пироксена - в нижних частях очагов, чем объясняется большое разнообразие как петрографических, так и петрогеохимических особенностей пород. По существу, в данном случае мы имеем дело с классическим боуэнским трендом дифференциации, экспериментально обоснованным Е. Осборном еще в 1959 году. Заканчивается дифференциация на небольшой глубине при водном давлении (1,5-2 кбар) и невысокой в целом температуре (650-700°C), о чем свидетельствует "низкотемпературная" форма кварцевых вкрапленников в кислых вулканитах.

Таким образом, главным процессом, определяющим облик и состав единой петрогенетической серии пород гумбейской ассоциации, является фракционная кристаллизация родоначальных базальтовых расплавов в глубинных, а затем - в приповерхностных периферических очагах. К ранее кристаллизовавшимся пироксенам добавлялся плагиоклаз, а позднее клинопироксен сменялся роговой обманкой. Сам ряд фракционирующих минералов отражает накопление летучих (прежде всего, воды) в расплаве и снижение его температуры. Коровая контаминация, если и имела место, весьма незначительно влияла на состав образующихся пород.

Гидротермально-вулканогенная золото-серебряно-адуляр-кварцевая формация генетически связана с дифференцированным базальтоидным вулканизмом известково-щелочной петрогеохимической серии. Оруденение развито в вулканитах базальт-андезит-дацитовой формации гумбейского вулканического комплекса, объединяющего образования новобуранной толщи и гумбейской свиты. Рудные залежи сопровождаются зонами интенсивной гидротермально-метасоматической проработки. Рудные поля характеризуются развитием зон баритизации и гидрослюдисто-кварц-адуляровых метасоматитов (метасоматическая формация сульфатарно-фумарольных аргиллизитов). Принадлежность данного оруденения к гидротермально-вулканогенному типу обоснована в самое последнее время, при этом показано его значительное сходство с аналогичными объектами современных островных дуг, широко распространенными по всей западной окраине Тихого океана. В целом же проведенные исследования позволяют уверенно прогнозировать высокую перспективность всей территории Гумбейской зоны на обнаружение новых золоторудных месторождений.

Литература

1. Сурин Т.Н. // Геохимическая и металлогенетическая специализация структурно-вещественных комплексов. М.: (МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт), 1999. С. 284-328.
2. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
3. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.

**СООТВЕТСТВИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛУБИННЫХ
ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ФАЗОВЫХ ОБЪЕМОВ В СИСТЕМЕ CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂,
УСТАНОВЛЕННЫХ НА ОСНОВАНИИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ЭВТЕКТИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ**

Н. В. Сурков

(Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирск, diagrams@uiggm.nsc.ru)

Разработки физико-химической модели для кристаллизации магматических расплавов являются приоритетным направлением в петрологии. Не смотря на это, до сих пор не предложено приемлемых вариантов таких моделей, позволяющих проследить возможные варианты кристаллизации главных типов магматических расплавов. Это связано не столько с нехваткой информации для построения таких моделей, но и со сложностью логических приёмов используемых для подобных рассуждений. К настоящему времени, наиболее близкой к завершению и позволяющей делать первые физико-химически обоснованные выводы является модель, основанная на фазовой диаграмме системы CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, которая достаточно подробно исследована при давлении до 40 кбар.

В области ликвидуса в этой фазовой диаграмме выявлены три тренда эвтектических моновариантных реакций, которые можно сопоставить с некоторыми типами природного магматизма.

Первая из указанных эвтектических серий представлена одной эвтектической реакцией (Cpx+Opx+Ga+Fo=L). Эта реакция возникает при давлениях выше 2,6 ГПа [1-3] и уходит в область высоких давлений - выше 10,0-12,0 ГПа. Она ответственна за появление "эклогитового барьера" и контролирует эволюцию ультраосновного магматического расплава. Согласно этой реакции при кристаллизации из расплава выделяются следующие солидусные фазы и ассоциации фаз: Fo, Cpx, Opx, Ga, Cpx+Opx, Ga+Fo, Cpx+Ga, Cpx+Fo, Opx+Ga, Opx+Fo, Cpx+Opx+Ga, Opx+Ga+Fo, Cpx+Ga+Fo, Cpx+Opx+Fo и Cpx+Opx+Ga+Fo, которые можно сопоставить с дунитами, гранатовыми дунитами, лерцолитами, гранатовыми лерцолитами, пироксенитами, гранатовыми пироксенитами, гарцбургитами, гранатовыми гарцбургитами, эклогитами, верлитами, гранатовыми верлитами и т.д.. При давлениях ниже 2,6 ГПа эволюция этого магматического расплава протекает на перитектических реакциях, и с понижением давления состав этого расплава плавно переходит в область кварцнормативных составов.

Вторая серия эвтектик [4] расположена в области кальциевых составов вплотную примыкающих к системе CaO-Al₂O₃-SiO₂ [5]. Она состоит из следующих эвтектических моновариантных равновесий: L=Cpx+Opx+Fo+An (от 1 атм до 0.8 ГПа); L=Cpx+Opx+An+Sp (от 0.8 ГПа до 1.6 ГПа); L=Cpx+(Ga)+An+Sp (от 1.6 ГПа до 2.0 ГПа); L=Cpx+Cog+(Ga)+An (от 2.0 ГПа до 3.0 ГПа), L=An+Ga+Cpx+Ky (от 3.0 ГПа до 3.1 ГПа) и L=Ga+Cpx+Ky+Qz (от 3.1 ГПа и выше, по видимому, вплоть до 12.0 ГПа).

В области давлений от атмосферного до 0.8-0.9 ГПа (нонвариантное равновесие (An,Fo,Opx,Cpx,Sp,L)) в области температур между солидусом и ликвидусом, кристаллизуются фазы их ассоциации: An, Fo, Opx, Cpx, An+Fo, An+Opx, An+Cpx, Fo+Opx, Fo+Cpx, Opx+Cpx, An+Fo+Opx, An+Fo+Cpx, An+Opx+Cpx, Fo+Opx+Cpx, и An+Fo+Opx+Cpx.

При давлениях выше от нонвариантного равновесия (An,Fo,Opx,Cpx,Sp,L) (0.8-0.9 ГПа) и до давлений 1.5-1.6 ГПа (нонвариантное равновесие (Ga,Opx,Cpx,An,Sp,L)) кристаллизуются фазы их ассоциации: An, Opx, Cpx, Sp, An+Opx, An+Cpx, An+Opx, An+Sp, Opx+Cpx, Cpx+Sp, An+Opx+Cpx, An+Opx+Sp, Opx+Cpx+Sp и An+Opx+Cpx+Sp.

При давлениях выше от невариантного равновесия (Ga, Opx, Cpx, An, Sp, L) (1.5-1.6 ГПа) и до давлений приблизительно 2.0 ГПа (невариантное равновесие (An, Ga, Cor, Cpx, Sp, L) кристаллизуются кристаллизуются фазы и их ассоциации: An, Ga, Cpx, Sp, An+Ga, An+Cpx, An+Sp, Ga+Cpx, Cpx+Sp, Ga+Sp, An+Ga+Cpx, An+Ga+Sp, An+Cpx+Sp, Ga+Cpx+Sp и An+Ga+Cpx+Sp.

При давлениях выше от невариантного равновесия (An, (Ga), Cor, Cpx, Sp, L) (2.0 ГПа) до давления 3.0 ГПа (невариантное равновесие (An, Ga, Cor, Cpx, Ky, L)) кристаллизуются кристаллизуются фазы и их ассоциации: An, (Ga), Cor, Cpx, An+(Ga), An+Cor, An+Cpx, (Ga)+Cor, (Ga)+Cpx, Cor+Cpx, An+(Ga)+Cor, An+(Ga)+Cpx, An+Cor+Cpx, (Ga)+Cor+Cpx и An+(Ga)+Cor+Cpx.

При давлениях выше от невариантного равновесия (An, Ga, Cor, Cpx, Ky, L) 3.0 ГПа, до давления 3.1-3.2 ГПа, невариантное равновесие (An, Ga, Qz, Cpx, Ky, L), кристаллизуются следующие фазы и их ассоциации: An, Ga, Ky, Cpx, An+Ga, An+Ky, An+Cpx, Ga+Ky, Ga+Cpx, Ky+Cpx, An+Ga+Ky, An+Ga+Cpx, An+Ky+Cpx, Ga+Ky+Cpx и An+Ga+Ky+Cpx.

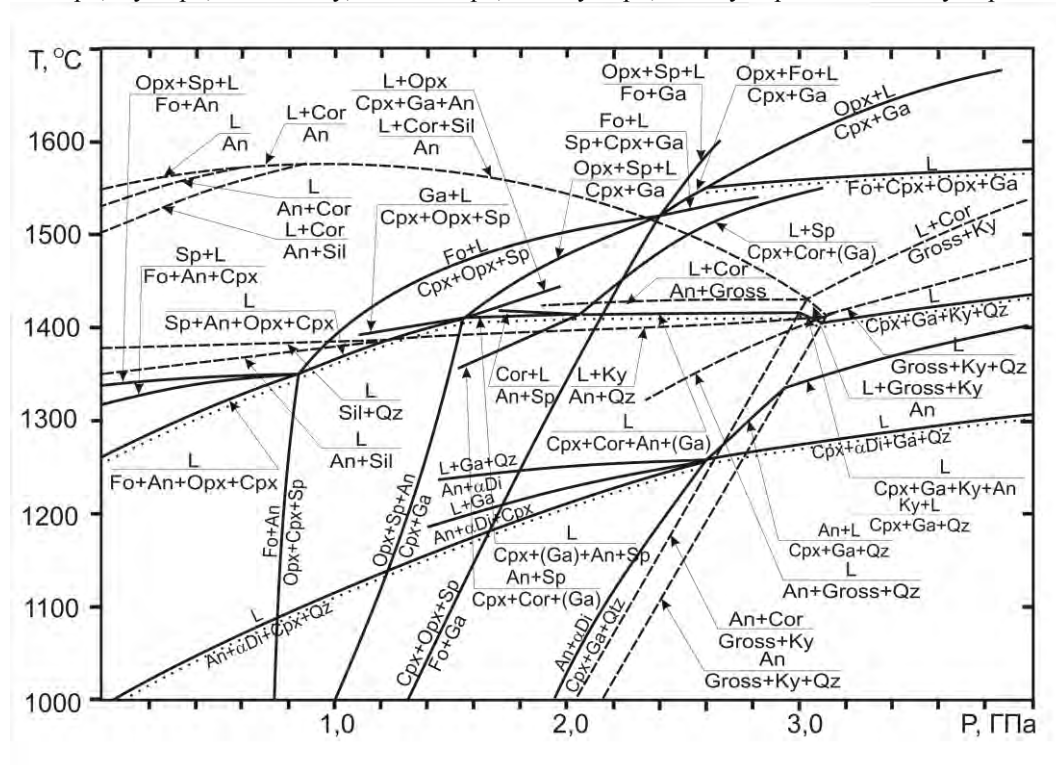


Рис. 1. Главные моновариантные равновесия в системе CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. Точками выделены три установленные эвтектические тренды.

При давлениях выше от невариантного равновесия (An, Ga, Qz, Cpx, Ky, L) 3.1-3.2 ГПа) и выше кристаллизуются следующие фазы и их ассоциации: Qz, Ga, Ky, Cpx, Ga+Qz, Qz+Ky, Qz+Cpx, Ga+Ky, Ga+Cpx, Ky+Cpx, Qz+Ga+Ky, Qz+Ga+Cpx, Qz+Ky+Cpx, Ga+Ky+Cpx и Qz+Ga+Ky+Cpx.

Эта серия эвтектик имеет особое значение для понимания особенностей состава и условий формирования пород щелочноземельной серии.

Третья серия эвтектик связана с появлением недавно обнаруженной и мало изученной фазы α -диоксида [6,7]. Она представлена двумя следующими эвтектическими равновесиями: $L=Cpx+\alpha Di+Ga+Qtz$ и $L=An+Cpx+\alpha Di+Qtz$.

При давлениях выше от невариантного равновесия $(An,Ga,Qz,Cpx,\alpha Di,L)$ (то есть выше 2,2-2,3 ГПа) $Ga, Qz, Cpx, \alpha Di, Qz+Cpx, Cpx+\alpha Di, Ga+Qz, Ga+Cpx, Ga+\alpha Di, Qz+\alpha Di, Ga+Qz+Cpx, Ga+Cpx+\alpha Di, Ga+Qz+\alpha Di, Qz+Cpx+\alpha Di$ и $Ga+Qz+Cpx+\alpha Di$.

При давлении ниже от невариантного равновесия $(An,Ga,Qz,Cpx,\alpha Di,L)$ (то есть выше 2,2-2,3 ГПа) кристаллизуются следующие фазы и их ассоциации: $An, Qz, Cpx, \alpha Di, An+Qz, An+Cpx, An+\alpha Di, Qz+Cpx, Qz+\alpha Di, Cpx+\alpha Di, An+Qz+Cpx, An+Cpx+\alpha Di, An+Qz+\alpha Di, Qz+Cpx+\alpha Di$, и $An+Qz+Cpx+\alpha Di$.

Эта серия эвтектик имеет температуры почти на 200 °С ниже, чем все другие эвтектические реакции на фазовой диаграмме системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Область составов в которой реализуются указанные эвтектики близка к породам типа базальтов и диоритов. Низкие температуры плавления позволяют объяснить широкое распространение базальтовых пород, в частности траптовых, платформенных базальтов.

Литература

1. Сурков Н.В.// Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, Объединённый институт геологии, геофизики и минералогии, Российская академия наук, Сибирское отделение, труды, выпуск 832, / Под ред. Н.В. Соболева, издательство Сибирского отделения РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, Новосибирск, 1995, т. 11, с. 27-43
2. Davis B.T.C.// Carn. Inst. Wash., Yearbook, 1964, v. 63, p. 165-171
3. Davis B.T.C., Schairer J.F.// Carn. Inst. Wash., Yearbook, 1965, v. 64, p. 123-126
4. Сурков Н. В., Гартвич Ю.Г.// Геология и геофизика, 2012, т. 53, N 1, с. 67-81
5. Сурков Н.В., Дорошев А.М.// Геология и геофизика, 1998, т. 39, N 9, с. 1254-1268
6. Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г., Бабич Ю.В.// Доклады академии наук, 2004, т. 398, № 4, с. 533-537
7. Сурков Н. В., Гартвич Ю.Г., Изох О.П.// Геохимия, 2007, N 6, с. 632-642

ВОЗРАСТ ПЛАСТИЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЦЭЛСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ БЛОКЕ (ЮЖНЫЙ ФАС МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ)

В.П. Сухоруков, О.П. Полянский

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

Метаморфический комплекс южного фаса Монгольского Алтая имеет линейную форму и протягивается более чем на 700 км в Юго-Западной Монголии. На западе, в Восточном Казахстане, он переходит в Иртышскую зону смятия. Его формирование связывается с закрытием в позднем девоне океанического пространства, существовавшего между микроплитами Бааран и Турген, вызвавшим образование покровно-надвиговых структур, метаморфизм с инвертированным распределением изоград и объемные выплавки гранитодов [1]. Формирование этого метаморфического комплекса связывается с несколькими последовательными этапами [2; 3; 4; 5]. Начальная стадия характеризуется метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа ($384\pm 2 - 385\pm 5$ млн. лет), достигавшим степени амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. На втором этапе ($365\pm 4 - 371\pm 2$ млн. лет, возраст оценен по синкинематическим породам габбро-плагиогранитного комплекса) характер метаморфизма сменяется на кианит-силлиманитовый, достигавший условий амфиболитовой фации.

Характерной особенностью исследуемого комплекса является обилие гранитных жил мощностью от первых до десятков сантиметров, расположенных согласно или секущих метаморфическую сланцеватость. В большинстве случаев эти жилы будинированы или смяты в складки, осевые поверхности которых расположены согласно со сланцеватостью вмещающих пород. Характер будинирования и складчатости позволяет предположить пластический характер деформации гранитных жил.

Для оценки верхнего предела возраста пластичных деформаций было проведено датирование этих гранитных жил по цирконам методом SHRIMP и Ag-Ag методом по мусковиту. Полученные данные по двум жилам составляют около 260 и 300 млн. лет (по цирконам), 254 и 248 по мусковиту соответственно. Эти данные согласуются со значениями возраста, полученными Ag-Ag методом по метаморфическим минералам из сланцев Бодончинского блока, которые составляют 261-275 млн. лет по роговой обманке и 243-251 млн. лет по биотиту [6].

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о длительной истории и многоэтапности формирования метаморфического комплекса Южного фаса Монгольского Алтая. Проявление высокотемпературных пластичных деформаций завершилось не ранее 260 млн. лет назад, что согласуется с данным Травина [7], полученными для Иртышской зоны смятия.

Литература

1. Xiao W., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J., Qin K., Wang Z. // J. Geol. Soc. London, 2004, v. 161, p.339-342.
2. Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулеико И.К.// Геотектоника, 1992, №2, С. 104-112.
3. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л., Наука, 1986, 144 с.
4. Козаков И.К., Бибилова Е.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Кирнозова Т.И., Котов А.Б.// Докл. АН, 1997, т. 353, №3, с. 369-371.
5. Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибилова Е.В., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И.// Докл. АН, 2002, 386, №1, С. 82-87.
6. Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С.// Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 9, с. 1213-1221.
7. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. // Геохимия. 2001. № 12. С. 1-5.

О ЛИКВАЦИОННОМ ГЕНЕЗИСЕ РАССЛОЕННОЙ СЕРИИ ВУЛКАНА ИЛЬИНСКИЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

В.Л. Сывороткин

(Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, hlozon@mail.ru)

Вулкан Ильинский расположен на юге Камчатки к северо-востоку от Курильского озера. Лавовые потоки юго-западного склона вулкана образуют береговые уступы озера. Это типичный стратовулкан с красивым конусом правильных очертаний. В вершинной части находятся два кратера. Из более низкого изливались лавы последней фазы извержений. Морфологический облик постройки определяется также двумя мощными потоками андезито-дацитов, бронирующими пологое подножие северного склона. Верховьями р. Ильинской потоки расчленены на два "лепестка" - западный и восточный. В плане эти потоки вместе удивительно напоминают лист гинко билоба. Кровля потоков в средней части просела, поэтому они имеют корытообразную форму. С вершины вулкана на поверхности потоков видны поперечные концентрические лавовые морщины, на перегибах склонов - застывшие лавопады. Описанная морфология свидетельствует о низкой вязкости магмы, которая при довольно кислом (более 63% SiO₂) составе могла быть обеспечена высоким содержанием флюидов.

В восточном секторе строение конуса нарушено воронкой взрыва, из которой произошло финальное извержение вулкана. В плане воронка изометрична, в поперечнике достигает 1 км. Западная отвесная стенка вскрывает стратоконус на 450 м. Строение стенок воронки осложнено многочисленными оползнями, обвалами и осыпями, формирование которых продолжается и в настоящее время. Дно воронки вспученное, здесь расположено небольшое озерцо с ярко бирюзовой водой. Слабо проявлена фумарольная деятельность. С севера к воронке примыкает котловина с пресным озерцом в северной части. Дно ее завалено глыбами разнообразных пород, среди которых много обломков миоценового фундамента и алливалитовых сегрегаций, являющихся выбросами финального взрыва из

вышеописанной воронки. С юга к воронке примыкает выровненная площадка протяженностью около 1 км, сложенная пылеватой и мелкосаммитовой фракцией взрывных отложений. С востока к трем вышеописанным морфологическим элементам, образованным за счет финального взрыва, примыкает валообразная возвышенность шириной около 2 км. Она полукольцом охватывает восточную часть вулкана и прослеживается в его южный сектор. Внутренние, западные склоны вала более крутые. Превышение гребня вала над бортами воронки взрыва более 100 м. Сложен вал теми же породами, что и центральный конус вулкана. Образование вала связано с финальным взрывом из восточной воронки. В результате взрыва была опорожнена часть очага, и центральный конус просел в этом месте. За счет проседания и образовался этот псевдокальдерный вал [1].

Вулкан Ильинский относится к «К» - типу [2], т.е. имеет малоглубинный периферический очаг. Он является уникальным природным объектом - нижняя часть разреза его отложений представлена контрастной по составу и цвету пачкой перемежающихся черных базальтовых шлаков и белых андезитовых пемз. Такие уникальные разрезы описаны нами в двух местах:

Разрез I - в основании северной стенки воронки взрыва. (В скобках – содержание SiO_2 в процентах; последние цифры - толщина слоев и потоков в метрах).

1. Поток темно-серых оливин-плагиоклазовых андезито-базальтов плотных крепких с черной шлаковой коркой в кровле (54.76); 10-12.

2. Поток таких же андезито-базальтов (54.48); 6-7.

3. Поток плотных андезито-базальтов серого цвета, раздробленных взрывом, но сохранивших форму залегания (55.79); 4-5.

4. Выше в склоне после 10-метровой осыпи - слой белых пемз, сложенный отдельными угловатыми обломками лапиллиевой размерности, редко до 10-15 см; характерны крупные вкрапленники пироксенов; слой прослеживается в направлении главного конуса, увеличиваясь в мощности (63.87); 3-4.

5. Сразу на пемзах - пачка чередования шлаковых бомб и лапиллей черного цвета, базальтового состава (52.14); 6-7.

6. Слой палево-серых шлаковых андезитовых бомб, полосчатых за счет миллиметровых примазок, прослоек белого цвета (58.42); 5-7.

7. Слой черных андезитовых шлаков рыхлых, пористых; в верхней части шлаки окислены, кирпично-красного цвета (59.52); 5-7.

Принципиально сходный разрез, в котором, однако, отсутствуют наиболее ранние потоки андезито-базальтов, исследован нами в основании южного склона вулкана, в истоках ручья, впадающего в бухту Оладочная. В левом борту его долины обнажаются лавовые потоки бурого цвета, сильно измененные, хлоритизированные с многочисленными прожилками опала и халцедона; залегание нарушенное. Характерный зеленокаменный облик позволяет предположить их миоценовый возраст. Сразу на древних лавах - пачка глыбовых брекчий взрывного происхождения, обломки представлены разнообразными породами, представляющими фундамент вулкана. Преобладают обломки зеленокаменно-измененных вулканитов миоцена, часто с пиритовой вкрапленностью и прожилками. Пачка брекчий трассируется в основании противоположного (правого) борта долины, где на ней залегает разрез II: (В скобках – содержание SiO_2 в процентах; последние цифры - толщина слоев и потоков в метрах).

1. Слой светло-серых кусковатых пемз - кислых андезитов (60.60); 3.

2. Слой черных шлаковых бомб и лапиллей; андезито-базальты (53.96); 0,5.

3. Светло-серые пемзовые лапилли - кислые андезиты (60.14); 0,3.

4. Черные шлаковые лапилли - андезито-базальты (54.43); 0,8.

5. Прослой светло-серых пемзовых лапиллей (59.91); 0,2.
6. Слой черных шлаковых лапиллей андезито-базальтового состава (53.76); 0,7.
7. Прослой палево-серых орешковых пемз - кислых андезитов (60.87); 0,2.
8. Слой шлаковых бомб и лапиллей базальтового состава (52.58); 2.
9. Слой хорошо сортированных шлаковых лапиллей диаметром 1 см черного цвета базальтового состава (52.50); 2.
10. Слой темно-серых шлаковых бомб и лапиллей андезито-базальтового состава (53.32) 1,4. Отдельные бомбы с окисленной буро-красной поверхностью (52.14).
11. Слой коричнево-желтых пемзовых лапиллей андезитового состава (57.40); 0,3.
12. Серые шлаковые лапилли; андезито-базальты (56.28); 0,3.
13. Слой-поток брекчированных андезитовых шлаков. Обломки неправильной формы размером от 5-7 до 10-15 см. Шлаки гетеротакситовые, на черном фоне резко выделяются плейчатые миллиметровые прослойки белого цвета (58.50); 2,5.
14. Слой желто-серых пемзовых лапиллей андезитового состава. В верхней части до 3-5% светло-серых плотных обломков того же состава (59.00); 2-3.

В целом породы влк. Ильинский образуют хорошо дифференцированную гомодромную серию, протяженную по кремнекислотности от 53 до 65% SiO_2 .

Деятельность вулкана отличалась очень высокой эксплозивностью, лишь начальные и заключительные извержения продуцировали лавы. Основной объем конуса сложен высокопористыми шлаками и пемзами, что указывает на большую роль флюидного компонента в эволюции расплава.

Нормальный (гомодромный) характер эволюции нарушается интервалом чередования контрастных по составу шлаков и пемз (слои 4 и 5 разреза I и слои 1-10 разреза II). Разница в составе по кремнекислотности достигает 12% в первом случае и 7-8% - в другом. При этом шлаки контрастного интервала оказываются более основными, чем андезито-базальтовые лавы самых первых излияний вулкана. Такой характер эволюции, т.е. генезис контрастных шлаков и пемз, с позиции кристаллизационной дифференциации объяснить нельзя. Единственным процессом, который мог привести к образованию такой серии, могла быть собственно магматическая дифференциация (ликвация).

Примечателен разрыв в интервале 56-58% SiO_2 , нарушающий непрерывность серии. Обычно среди продуктов камчатских вулканов породы такой кремнекислотности являются наиболее распространенными. В серии же влк. Ильинский их место занято расслоенной серией контрастного состава. Рассчитанные нами средние составы между контрастными шлаками и пемзами (55,67% SiO_2) восполняют «пропавший» интервал кремнекислотности.

Рассмотрим некоторые особенности петрографического и минерального составов пород, слагающих серию влк. Ильинский, подтверждающие ликвационный генезис контрастной серии.

Все породы имеют серийно-порфировое строение. Количество вкрапленников варьирует от 3-5 до 25-30%. Ассоциации вкрапленников, несмотря на довольно широкий спектр пород, однообразны. Они представлены плагиоклазом, оливином, клино- и ортопироксеном, магнетитом. Гидроокислосодержащие минералы отсутствуют.

Плагиоклазы присутствуют во всех породах, всегда являясь главным минералом-вкрапленником, т.е. все породы являются плагиопорфировыми. Примечательной особенностью оказывается одинаковый состав I генерации плагиоклазов во всех породах, слагающих серию. Они резорбированы. II генерация плагиоклазов - в андезито-базальтах основания N 80. В шлаках контрастного интервала - N 91-80, там же в пемзах - N 85-81.

III генерация в лавах основания отсутствует. В базальтовых шлаках - N 76-70, в андезитовых пемзах - N 62-45. IV генерация в тех же породах соответственно N 75-70 и N 43-40.

Важно, что составы плагиоклазов ранних генераций одинаковы в шлаках и пемзах контрастной серии, состав которых различается на 7-8% по SiO_2 . Это указывает на кристаллизацию ранних плагиоклазов в равновесной системе, что подтверждает ликвационный генезис вмещающих их (вкрапленники) пород. Наличие сквозной генерации говорит о том, что расщеплению подверглись магмы, близкие к подстилающим контрастную серию андезито-базальтам, в которых уже выделились первые вкрапленники плагиоклаза. Рекуррентная зональность, т.е. повышение основности плагиоклаза на уровне II генерации, указывает на изменение флюидного режима в очаге, что и явилось причиной расщепления магмы. После расщепления контрастные магмы, теряя равновесие, эволюционировали по-разному, что отражено в различиях более поздних генераций плагиоклаза.

Пироксены также являются "сквозными" вкрапленниками и образуют несколько генераций. Отмечается увеличение содержания железа от ранних генераций к поздним, что согласуется с поздней кристаллизацией магнетита.

Магнетит как вкрапленник ранних генераций в заметных количествах присутствует в андезито-базальтах ранних излияний, андезитовых шлаках, перекрывающих контрастный интервал разреза, и в лавах андезито-дацитов. Это группы пород, попадающие на диаграмме АФМ в известково-щелочное поле. Раннее выделение магнетита здесь указывает на окисленность флюида. В большинстве пород контрастного интервала магнетит выделяется последним, обогащая железом составы стекла.

Распределение содержания суммарного железа в стекле основной массы пород следующее: в андезито-базальтах основания разреза 0,97-1,44%; в шлаках и пемзах контрастного интервала 7,00-7,25%; в лавах последних извержений 3,54-3,62%. Резкий скачок в содержании железа в стекле контрастных пород подтверждает наше предположение о причинах изменения тренда на этой стадии эволюции серии с известково-щелочной на толеитовую. Мы связываем это явление с мощным подтоком мантийных восстановленных флюидов в периферический очаг, что и явилось причиной ликвации андезито-базальтовой магмы.

Предполагается, что исходные базальтовые магмы, заполнившие очаг влк. Ильинский эволюционировали за счет кристаллизационной дифференциации до андезито-базальтов, наиболее кислые разности которых содержали 55-56% SiO_2 . Этот отрезок тренда имеет известково-щелочную тенденцию, которая на уровне контрастного интервала резко прерывается, сменяясь толеитовой. Резкая смена тенденции развития серии может быть объяснена мощным подтоком восстановленных мантийных флюидов в периферический очаг, что согласуется с резкой сменой характера извержений. С этого момента низкоэксплозивные (Е - 10-12%) излияния лав сменяются сплошными эксплозиями (Е - 100%).

Последующее окисление флюидов в малоглубинном очаге позволяет вернуться тренду дифференциации на известково-щелочной путь, который приводит к появлению андезитовых шлаков, непосредственно перекрывающие контрастный интервал разреза и далее к андезито-дацитовым составам заключительных фаз извержения. Процесс сопровождался снижением флюидного давления и изменением характера извержений от эксплозий к потокам. Последние порции андезито-дацитовый магмы, утратив текучесть, образовали экструзии и закупорили выводящий канал вулканического аппарата, что привело к накоплению газов в очаге. Вновь возросшее давление флюидов обусловило расщепление остаточных порций андезито-дацитовой магмы, состав которой был близок к составу экструзий, на дацитовую магму и капли алливалит-эвкритового состава [3]. Какое-то время в очаге находилась кислая магма с уже затвердевшими алливалитовыми нодулями. Продолжающееся накопление газов привело к взрыву части постройки и ее проседанию.

Финальный взрыв выбросил дацитовую (ликвационную) магму, превратившуюся в результате быстрого охлаждения в пемзу. Комплементарные им алливалиты выбрасывались в твердом состоянии вместе с обломками фундамента. Они рассыпаны по склонам вулкана, особенно обильно в его северо-восточном секторе. В большом количестве они находятся даже на расстоянии 4-5 км к северо-востоку от воронки взрыва на поверхности риолитовых пемзовых полей верхнего течения р. Ильинской, указывая тем самым направленность взрыва.

Литература

1. Структура гидротермальной системы / С.Н.Рычагов, Н.С.Жатнуев, А.Д.Коробов, В.Л. Сывороткин и др.. М.: Наука, 1993. 298с. 2. *Сывороткин В.Л.* Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 52с. 3. *Сывороткин В.Л.* // Изв. АН СССР. Сер. Геология. №3. 1991. С.142-146.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КИСЛЫХ ПОРОД В ПРЕДЕЛАХ РУДНЫХ УЗЛОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Л.Ф. Сырицо¹, Е.В. Баданина¹, В.С. Абушкевич², Е.В. Волкова¹, Е.В. Шуклина¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Liudmila.Syritso@mail.ru;

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург)

Результаты изучения гранитоидного магматизма в пределах рудных узлов редкометальных провинций фанерозоя (РРУ) (Забайкалье, Приморье, Горный Алтай, Чешский массив), показывают, что в этих регионах, как правило, проявляются характерные вулканоплутонические и гидротермально-метасоматические ассоциации пород, связанные с выходами массивов редкометальных гранитов (РГ). Эти ассоциации состоят из массивов РГ, малых штоков и дайковых поясов кислых субвулканических и вулканических пород, а также грейзенов и кварц-вольфрамит-касситеритовых рудных жил, трассирующих ареалы выходов массивов РГ. Постоянная пространственная приуроченность этих пород к массивам РГ, общность геохимической специализации, проявляющаяся в обогащении литофильными редкими элементами и сходном типе распределения тугоплавких элементов, изотопно-геохимические и возрастные характеристики позволяют предполагать их определенную петрологическую взаимосвязь.

Результаты изучения вещественного состава пород, минералообразующих сред, Р-Т условий кристаллизации и изотопно-геохимические характеристики (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы) субвулканических кислых пород, сопровождающих выходы массивов редкометальных гранитов в пределах рудных узлов Забайкалья (Шерловогорский, Хангилайский, Букуинский, Белухинский, Шумиловский), дают основание для представления о существовании когенетичных вулканоплутонических ассоциаций. В составе этих ассоциаций в пределах изучаемого региона выделяются следующие группы пород: редкометальные граниты, онгониты, риолиты, онгориолиты, трахириодациты, характеризующиеся рядом устойчивых признаков сходства и различия. Общими чертами химизма этих пород являются высокая плюмазитовость, низкая фемичность и основность, обогащенность (по сравнению с корой) литофильными редкими элементами (Li, Rb, Nb, Ta, Sn, W, F), низкое содержание Zr, REE и Sr, сходный характер распределения редких и тугоплавких элементов. Различие этих пород заключается в соотношении натрия и калия, уровнях концентрации литофильных редких и тугоплавких элементов, характере распределения РЗЭ, Р-Т режимах кристаллизации, специализации летучих.

На основе ионно-зондовых исследований регомогенизированных стекол расплавных включений в кварцах изучен состав расплавов всех типов изучаемых пород и особенности распределения редких элементов между расплавом и породой. Наиболее высокая концентрация литофильных редких элементов, в том числе Cs (до 300 ppm), U (до 42 ppm), Rb и Th характерна для расплавов трахириодацитов Букука-Белухинского рудного узла, по содержанию Li этот расплав сопоставим с онгонитами Ары-Булака (690 и 715 ppm Li соответственно), отличаясь на порядок более высоким содержанием тугоплавких и редкоземельных элементов (суммарное содержание РЗЭ 94.4 и 5.44 ppm соответственно), что является признаком меньшей дифференцированности этого расплава по сравнению с онгонитовым.

Таблица

Содержания петрогенных и редких элементов в субвулканических породах редкометальных рудных узлов Забайкалья

разновидности пород	трахириодациты	онгониты	онгориолиты	риолиты
компоненты, масс. %	Бе-3097	АБ-2311	ШГ-362	ШГ-99
SiO ₂	68.47	69.54	73.06	68.71
TiO ₂	0.46	0.02	0.01	0.17
Al ₂ O ₃	18.11	19.23	15.06	19.62
FeO _(tot)	1.79	0.93	0.58	0.53
MnO	0.25	0.02	0.09	0.06
MgO	0.83	<0.50	<0.50	0.04
CaO	1.37	0.60	0.66	0.16
Na ₂ O	0.20	3.71	5.31	0.08
K ₂ O	5.91	4.44	4.21	4.89
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.10	0.01
П.п.п.	2.20	1.60	0.82	2.49
Сумма	99.69	100.64	100.40	97.76
ppm				
F	6300	8200	2000	900
Li	654.9	253.9	429.1	17.85
B	0.11	2.10	1.46	1.98
Rb	604.7	1847	699.8	307.57
Sr	93.40	62.00	6.69	4.90
Y	7.52	2.53	135.1	45.54
Zr	113.3	20.74	50.06	79.74
Nb	8.87	73.09	36.95	54.83
Sn	23.50	31.65	11.48	383.54
Cs	53.82	272.2	25.32	5.91
Ba	654.9	51.98	16.80	575.50
Hf	4.45	4.83	7.50	5.33
Ta	1.21	47.78	9.70	6.32
W	37.27	23.91	6.58	12.02
Th	32.89	26.03	31.50	43.34
U	9.49	17.28	5.28	7.71
Rb/Sr	6.47	29.80	104.6	62.73
A/CNK	1.21	1.42	1.00	2.25
K/(Na+K), mol	0.95	0.44	0.34	0.98

Накопление U в остаточном расплаве риолитовых и трахириодацитовых магм Восточного Забайкалья может свидетельствовать о высоком их потенциале для постмагматического уранового рудообразования. Низким содержанием литофильных редких элементов отличаются калиевые риолиты.

Геохимические и изотопно-геохронологические исследования (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы), выполненные наиболее полно для Шерловогорского рудного узла, подтвердили близковременность образования всего комплекса пород вулканоплутонической ассоциации (граниты, онгониты, риолиты, онгориолиты) интервал формирования которой составляет порядка 4 млн. лет – от 145.7 ± 1.3 Ma при $IR_{Sr} = 0.70507 \pm 20$ и СКВО = 0.48 до 141.5 ± 1.0 Ma при $IR_{Sr} = 0.70359 \pm 63$ и СКВО = 0.24.

Установлена общая закономерность эволюции изотопных систем вулканоплутонических ассоциаций, которая заключается в том, что поздние их члены, характеризуются ростом деплетированности изотопных составов поздних дифференциатов относительно ранних фаз, что выражается в уменьшении величины IR_{Sr} и, напротив, возрастании $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения и величин ϵNd . В пределах Шерловогорского рудного узла вариации этих величин составляют: IR_{Sr} от 0,70507 до 0,703198, $^{147}Sm/^{144}Nd$ от 0,1174 до 0,3418, ϵNd от -0,9 до +0,3. Эта же закономерность выдерживается в плутонических рядах пород Хангилайского и Шумиловского рудных узлов, где смещенными в сторону деплетированности оказываются Li-F граниты заключительных фаз. Такую эволюцию изотопных систем возможно объяснить привнесением ювенильной (деплетированной) составляющей. Вероятным источником насыщения кислых расплавов могла послужить флюидная фаза с мантийными характеристиками, спродуцированная плюмовыми процессами, фиксирующимися в этот период на территории Центральной Азии [1].

Пространственная совмещенность комплекса субэффузивных пород с массивами редкометалльных гранитов, формирование их в одном возрастном интервале, особенности геохимического состава и P-T условий кристаллизации позволяют на данном этапе исследований предполагать их генетическое родство, и видеть различие в механизме отщепления от очагов кислых расплавов различной степени зрелости и дифференцированности, возникающих за счет единого субстрата под действием мантийного плюма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00776, 08-05-00771, 09-05-01222), федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (по теме «Исследования состава, структуры и физико-химических условий образования минеральных фаз – концентраторов токсичных, редких и рассеянных элементов») и стипендии Немецкой Службы Академических Обменов (DAAD).

Литература

1. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.

БАЗИТОВЫЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Е.Н. Терехов¹, Т.Б. Баянова², Е.С. Пржиялговский¹, А.С. Балугев¹, Т.Ф. Щербакова¹
(Геологический институт РАН, Москва, tereh@ilran.ru; ²Геологический институт КНИЦ РАН, Апатиты)

На Мурманском берегу Кольского полуострова, от устья р. Воронья до мыса Святой Нос встречаются дайки с возрастными интервалами от неогархея до палеозоя. Распространены они неравномерно, группируясь в отдельные кусты. Отмечаются пересечения даек, по

которым наметилась последовательность внедрения 4-х групп даек. Часть даек полностью амфиболитизирована, другие менее изменены, некоторые имеют кайнотипные структуры. СВ часть Кольского п-ова сложена породами Мурманского блока, представленными массивными и гнейсовидными разностями гранитного состава с возрастом 2.9-2.7 млрд. лет [1]. Наиболее древними являются дайки (I группа), сложенные основной амфиболовой массой с вкрапленниками ирризирующего плагиоклаза размером 1-10 см. Подобные дайки являются также самыми древними и на Канадском щите [2]. На Балтийском щите их, можно коррелировать с неорархейскими анортозитовыми массивами [3]. К этому же комплексу, мы относим дайки, обнаруженные в районе п-ова Святой Нос. Они имеют зоны эндоконтакта, маломощные (5-60 см), но это не апофизы крупной дайки, а самостоятельные тела, прослеженные на 50-100 м. Их извилистая форма и своеобразная отдельность, дали нам повод еще в поле предположить, что это щелочные породы, так как имеется принципиальная разница в форме щелочных и толеитовых даек [4]. В шлифах они квалифицировались как лампрофиры, что подтвердила и их геохимия. Дальнейшие исследования показали наличие подобных даек в районе губы Савиха, где они секутся дайкой габбро-норита, которая является представителем самого распространенного в районе дайкового комплекса (II группа). Наибольшая концентрация подобных даек отмечается в устье р. Воронья. Они хорошо выражены в рельефе в виде зияющих трещин шириной от 0,5 до 40 м. Пироксены в дайках замещены амфиболом, но структурно породы не изменены – они массивны, не рассланцованы и не гранитизированы. Выделяются дайки СВ и СЗ простираций, которые в устье р. Воронья имеют различные составы, хотя в целом по району подобна корреляция не выдерживается. Дайки СВ простираения по составу близки группе даек, известных как «ферродолериты» с возрастом 2.2 млрд. лет [5] и они секут дайки СЗ направления. Последние, обогащены щелочами, LREE и истощены CaO. Из дайки СЗ простираения, в ГИНе (Москва) была выделена тяжелая фракция, а в ГИ КНЦ (Апатиты) были отобраны цирконы разных генераций. Анализ показал, что дайка имеет U-Pb возраст 2497 ± 350 млн лет ($\epsilon_{\text{Pb}} = 8,8$), а Sm-Nd возраст 2500 млн. лет и их $\epsilon_{\text{Nd}} = -0,14$, то есть типичный для магматических образований сумия, но пород с таким химическим составом нам не известны, так как они содержат высокие концентрации K_2O . Мы обращаем внимание на дайки, имеющие состав, приближающий их к лампроитам. Это тела в устье р. Воронья и в долине р. Черная (Ивановская губа). Считается, что сумийский магматизм отражает развитие плюма, определившего формирование однотипных пород: анортозиты, друзиты, расслоенные интрузии, вулканиты. Это разности базальтового состава с повышенными содержаниями MgO. Щелочные породы ранее не были известны. Типичным примером плюмового магматизма являются траппы, и для многих районов характерно развитие щелочных пород по периферии этих провинций. Поэтому зона локализации лампроитоподобных даек Мурманского блока, может «очерчивать» контур сумийского плюма в центре Балтийского щита. Принципиально другими образованиями нового этапа эволюции региона, являются интрузии баренцевоморского комплекса (III группа). Тела этого комплекса представлены силлами и дайками сложенными слабоизмененными пойкилоофитовыми долеритами. Они выделяются своей горошчатой структурой и тонкими хлоритовыми жилками, отражающими начальную стадию зеленокаменного метаморфизма. Формирование пойкилоофитов мы связываем с резким сбросом давления в расплаве. Долериты слагают пластообразные тела субгоризонтального залегания, мощностью до первых сотен метров с падением в сторону Баренцева моря. Ранее считалось, что силлы долеритов синхронны формированию рифейских рифтов, но новые данные о палеопротерозойском возрасте указывают на иные факторы тектонического контроля [4]. Так, большинство субгоризонтальных интрузий протерозойского возраста приурочено к периферической части Балтийского щита. Это интрузии развитые к северу от Печенгской

структуры и в её центре. Много силлов известно вдоль южного края Балтийского щита: Солозерский, Валаамский, мелкие тела в районе Зимнего берега, массивы рапакиви. Особенно их много в пределах Онежской структуры: Пудожгорский, Койкарско-Святнаволоцкий, Кончезерский и Ропрученский силлы. Для формирования подобных тел необходимы субгоризонтальные разделы. В последние годы всё большее внимание уделяется изучению сопряженных тектонических структур: сброс – метаморфическое ядро или прогиб – поднятие. На границах подобных пар и образуется субгоризонтальная расслоенность, которая контролирует размещение интрузий. Граница Балтийского щита в виде участков разнонаправленного движения (подъем – опускание) начала формироваться в палеопротерозое и затем неоднократно активировалась, что и привело к формированию субгоризонтальных интрузий. Их приуроченность к периферии Балтийского щита отражает смещение магматической деятельности от центра кратона к его краям. Дайки девонского возраста (IV группа), также развиты на СВ Кольского п-ова, причем, если долериты распространены вдоль всего берега, то щелочные дайки развиты только, в пределах Хибино-Контозерской зоны, которая, прослеживается до Восточно-Баренцевского трога, основание которого выполнено траппами девонского возраста. Несмотря на кажущейся большой объём продуктов девонского магматизма на Кольском п-ве, мы считаем, что магматический центр в это время был расположен в Баренцевом море, а щелочные породы внедрялись по его периферии [4,6]. С конца палеозоя магматические события сместились на край Восточно-Европейской платформы. Это триасовый магматизм сибирских траппов, а затем Баренцморско-Амеразийский суперплюм начал излияния в ранней юре, растекаясь под литосферой он формировал вначале Баренцморскую магматическую провинцию, а позже начал формировать спрединговый центр в Канадском бассейне [7], то есть весь магматизм отступил в новообразованную океаническую кору.

Определения геохронологических возрастов даек оказались весьма противоречивыми. Прежде всего, это архейские возраста (2.7 млрд лет) долеритовой дайки, прорывающей рифейские образования Ивановского грабена. Причем из аналогичной по составу, минеральному облику дайки, рвущей только гранито-гнейсы, получены возраста с другим спектром значений: 2.6, 1.8, 1.3, 0.8, 0.15 млрд лет. Проблема древних возрастов в девонских дайках детально рассмотрена в работе [6]. Похожий спектр возрастов получен для пойкилофитовых долеритов: 2.4, 1.9, 1.6, 0.6, 0.2 млрд лет, развитых в Ивановской губе, хотя для других мест получены значения, указывающие на их палеопротерозойский возраст [5]. Таким образом, в пределах СВ части Кольского п-ова, являющейся границей Балтийского щита выделяются 4 группы даек, которые внедрялись в разных геодинамических обстановках. Лампрофиры (I группа) синхронны неархейским интрузиям, отражающим этап постскладчатого растяжения протокры. Габбро-нориты и лампроиты (II группа) – являются элементами плюма, образовавшего большое количество разноглубинных пород: вулканитов, расслоенных интрузий, друзитов и анортозитов. Их формирование происходило при дроблении архейской коры и образования рифтовых структур карелид. Щелочные базитовые разности, сопровождающие эти события, являются индикаторами краевой части плюма. Пойкилофитовые долериты (III группа) приурочены к периферической части Балтийского щита, для которой характерна контрастность тектонического режима (подъем – опускание) и, как следствие этого, субгоризонтальная расслоенность, контролирующая внедрение этих интрузий. Девонские долериты и лампрофиры (IV группа) являются отголоском гигантского траппового события, предопределившего формирование Баренцморской впадины. Долериты развиты по всей периферии Баренцева моря, а щелочные породы на участках транспрессии сдвиговых зон, исходящих из центра трапповой формации (плюма) и на его удалении.

Проведенные на Мурманском берегу исследования показали, что большое количество даек не указано на изданных геологических картах, и это касается не только отдельных даек, но и дайковых кустов. В районе выделяются дайковые комплексы, которые коррелируются с магматическими событиями, нашедшими отражение в разрезах карельских структур, но и экзотические разности: лампрофиры и лампроиты. Учитывая то, что они, имеют небольшую мощность, их обнаружение почти всегда является случайным. В то же время, именно с подобными дайками связаны последние громкие находки алмазов на Канадском щите и ранее в западной Африке. Таким образом, с неоярхея к мезозою наблюдается постепенное смещение областей проявления магматической активности от центральной части Балтийского щита к его периферии и последующий её уход в океан.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ-10 и грант РФФИ 11-05-00570.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Ред. акад. Ф.П. Митрофанов. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Condie K.C., Bobrov D.J., Card K.D. // Geol. Association of Canada Special Paper. 1986. 34. P 95-108.
3. Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. // Петрология, 2011. Т. 19. № 2. С. 1-17.
4. Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. // Геотектоника. 2012. №1. С. 77-94.
5. Арзамасцев А.А. Федотов Ж.А. Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. Санкт-Петербург, Наука, 2009, 383 с.
6. Терехов Е.Н., Балуев А.С., Шербакова Т.Ф. Ипатьева И.С. // ДАН. 2012. Т. 442. № 6. С. 795-804.
7. Шитлов Э. В. // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26-52.

ЛАПЛАНДСКИЕ ГРАНУЛИТЫ - КАК ПРИМЕР ПРОЦЕССОВ АНДЕРПЛЕЙТИНГА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Е.Н. Терехов, Т.Ф. Шербакова, А.Н. Конилов
(Геологический институт РАН, Москва, tereh@ilran.ru)

Гранулиты Лапландского пояса Балтийского щита являются тектоническими фрагментами нижней коры. Обсуждается два варианта их эксгумации в обстановке сжатия - коллизии Карельского и Кольского массивов [1,2] или в обстановке растяжения - при формировании Лапландско-Беломорского пояса как корневой структуры протерозойских рифтовых структур карелид [3]. Гранулиты прорываются постскладчатými интрузиями с возрастом 1.75-1.7 млрд лет в условиях хрупких деформаций, поэтому можно предполагать, что к этому рубежу, породы Лапландского пояса появились вблизи поверхности Земли, а их вид и структура пояса уже соответствовали современному облику. Наиболее молодые процессы гранулитового метаморфизма фиксируются по времени появления циркона (1.9 - 1.85 млрд лет), что соответствует началу остыванию гранулитов и их эксгумации [4].

Природа гранулитов остается весьма дискуссионной, так, как реликтов их дометаморфической истории не известно. Общепринято, что округлый циркон в кислых гранулитах является детритовым, а спектр их возрастов соответствует гранито-гнейсам фундамента (3.3 - 1.9 млрд лет). Другие варианты появления цирконов не обсуждаются, хотя из сторонников осадочного генезиса кислых гранулитов, никто не объясняет субгоризонтальное положение метаморфической полосчатости, что подразумевает спокойное погружение осадков до глубин 25-35 км и затем аналогичное их воздымание к поверхности. Для основных гранулитов обсуждаются варианты их вулканического или интрузивного генезиса и они делятся на две серии: толеитовую (I тип) и известково-щелочную (II тип). Породы первого типа слагают ксенолиты среди кислых гранулитов, плитообразные тела в верхней части анортозитовых массивов. Аналогичные по составу (с плоским - толеитовым спектром распределения R3Э) основные породы встречаются в виде будин в гранито-гнейсах обрамления Лапландского пояса. Они сложены амфиболом с

переменным количеством плагиоклаза и являются результатом метаморфической дифференциации, а не реликтами магматических пород. Среди пород гранулитового комплекса выделяются анортозиты и чарнокит-нориты (II тип), для которых диагностируется интрузивная природа. Первые приурочены к границе гранулитового комплекса, а вторые встречаются среди кислых гранулитов. К верхнему контакту анортозитов приурочены эклогитоподобные породы, часть из которых является метаноритами комагматичными им, а другие гранатизированными основными гранулитами, которые слагали раму для нижнекоровых интрузий. Особый интерес представляют тела пиклогитов (гранат-оливин-пироксеновых пород) – вероятно, отторженцев мантии среди гранулитов II типа. Сейсмические модели для астеносферы показывают, что лучшее соответствие для наблюдаемых сейсмических скоростей P и S волн требует присутствия оливина вместе с пироксеном и гранатом. Совокупность этих минералов представляла гипотетическую породу, которая упоминалась как пиклогит и она долгое время не была обнаружена среди ксенолитов в алмазных трубках [5]. В последние годы стали поступать сообщения о находках пиклогитов из районов развития ультра- и высокобарного метаморфизма. Нами впервые были описаны подобные породы в составе Лапландского пояса. В дальнейшем, оказалось, что в гранатах распределения РЗЭ имеют необычный вид с положительной Eu аномалией, что не типично для этого минерала из других пород Лапландского пояса [6]. Пиклогиты приурочены к купольной структуре в тыловой части Кандалакшского надвига, но встречаются разности и в виде послонных тел среди эклогитоподобных пород, верхнего контакта анортозитовых массивов. Большая часть основных гранулитов относится к известково-щелочной серии, что определяется повышенным содержанием Al_2O_3 и LREE. Анортозитовые массивы Лапландского пояса образовались в два этапа 2.45 и 2.0 млрд лет. При этом основные гранулиты имеют аналогичные датировки: 2.45 и 2.0 млрд лет. Более древние породы развиты в восточной части пояса. Эти возраста коррелируются с эпохами плюмового магматизма на Балтийском щите: сумийским (2.5-2.4) и суйсарским (2,1-2,0 млрд лет). Считается, что друзиты, расслоенные интрузии, анортозиты и вулканиты являются комагматами единого процесса. При этом, фиксируется смещение к СЗ центра магматической активности (плюма). Вулканиты с возрастом 2.45 млрд лет развиты в Ветреном поясе и в восточной части Имандра-Варзугской зоны. К западу, в районе Печенгской структуры и Финской Лапландии подобных вулканитов нет, а появляются с возрастом 2,0 млрд лет, синхронные анортозитам и чарнокит-норитам западной части Лапландского пояса. Гранулиты Лапландского пояса в период 1.85-1.8 млрд лет были на глубинах более 25 км, а 1.75-1.7 млрд уже находились в зоне хрупких деформаций. Идеи о том, что гранулиты выдавлены в ходе свекофенской коллизии, переходят от одного поколения геологов к другому, но структурных построений этого процесса не существует. Многие данные указывают на то, что эксгумация гранулитов происходила в обстановке растяжения, так син- позднескладчатые субщелочные граниты в основании надвигов, являются гранитами А-типа, что исключает их коллизионное происхождение. А в тыловой части гранулитовых дуг развиты купольные структуры, что также противоречит идеям сжатия. В палеопротерозое гранулиты находились под трогами карелид, заполненных сумийско-суйсарскими вулканитами. На это указывает и отсутствие зональности в гранатах, что объясняется длительным нахождением этого минерала в условиях гранулитового метаморфизма. Гранулитовые надвиги не противоречат модели всплывания метаморфического ядра, образовавшегося в основании рифтовой системы карелид, представленной Печенго-Имандра-Варзугским и Восточно-Карельским поясами, но это не признак коллизии.

Во всех породах Лапландско-Беломорского пояса и особенно в гранулитах лапландского комплекса всегда присутствует гранат. Появление граната нельзя объяснить

особенностями состава пород. Так, переслаивающиеся в виде пластов гранатые и безгранатые амфиболиты часто имеют одинаковый химический состав, а близкие по форме и составу дайки основных пород - одни содержат гранат, а другие нет. Как показывают современные исследования гранатизация пород происходит под воздействием флюидов. Корневая часть рифтовой зоны благоприятна для флюидов. Но их генезис можно интерпретировать двояко. Во-первых, формирование рифтов приводит к декомпрессии нижней коры и верхней мантии, а во-вторых, мощный поток флюидов, например, над плюмом, способствует формированию зон гранатизации, что влечет за собой уменьшение объема и формирование прогибов. Так или иначе, массовое развитие граната в структурном плане отвечает корневой части рифтовой системы. При этом основные гранулиты первого типа и кислые разности являются породами рамы, в которые внедрялись магматические протолиты гранулитов второго типа. Все вместе эти породы многократно подвергались процессам субгоризонтальной деляминации и наложенной гранатизации. Совокупность тех и других разностей и определяет структурно-вещественную сущность зоны андерплейтинга, являющейся корневой частью палеопротерозойской рифтовой системы карелид, последующая эволюция которой, также проходившая в обстановке растяжения, привела к эксгумации Лапландско-Беломорского пояса в качестве метаморфического ядра.

Литература

1. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.
2. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008, 296 с.
3. Терехов Е.Н. // Литосфера. 2007. №6. С.15-39
4. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты. Из-во КНЦ РАН 2010. 114 с.
5. Anderson D.L. Theory of the Earth // Blackwell Scientific Publications, Boston, 1989, 366 p.
6. Скублов С.Г., Терехов Е.Н. // Доклады АН 2009. Т.425. № 3. С.384-390.

К ГЕНЕЗИСУ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

И.В. Тибилев

(ЗАО ЧГТП, ititbilov@yandex.ru)

В дискуссии о генезисе гранитов рапакиви автор является сторонником автохтонно-метасоматической концепции. Существующая аргументация твердофазного происхождения массивов рапакиви подкрепляется выявлением скиалитовой природы протяженного разрывного нарушения, вскрытого в карьере «Возрождение» Выборгского массива. Это близмеридианальное разрывное нарушение сдвигового характера проходит через центральную часть карьера, что позволяет именовать его ниже по тексту Центральным сдвигом. В южной части карьера (позиция 2007 года) фрагмент плоскости этого разрыва был вскрыт в виде скальной стенки высотой около 6 м и длиной более 15 м. Разрыв выражен четким милонитовым швом черного цвета мощностью в первые мм. Аз. пад. плоскости сдвига $3280^{\circ} \perp 75^{\circ}$. На плоскости шва сдвиговая природа разрыва выражена субгоризонтальными бороздами скольжения. Приразрывной катаклаз вмещающих гранитов в зальбандах сдвигового шва проявлен неоднородно, ширина участков интенсивно катаклазированных гранитов с разноориентированными тонкими (менее мм) милонитовыми ишвами (милонитовыми шнурками) не превышает 1-1,5 м. Скиалитовая природа Центрального сдвига макроскопически проявлена сравнительно слабо. В узкой (первые см) призальбановой зоне в не катаклазированных гранитах вместо овоидовкалишпата развиты идиоморфные порфиробласты, также происходит некоторое уменьшение зернистости основной ткани породы, сопровождаемое изменением окраски - от розовой к зеленовато-серой.

Для околошовных катаклазированных гранитов под микроскопом устанавливается их псевдокатакластическая природа, а именно, признаки метасоматического минералообразования в резко неоднородной среде – катаклазированном протолите, вероятнее всего, исходно алевропелитового состава. При внимательном наблюдении в особенностях структурных взаимоотношений гранитных минералов и милонитовых швов наблюдаются проявления т.н. парадоксов метасоматоза по Г. Л. Поспелову [1]. Псевдорасколотые (блочные по [1]) милонитовыми шнурками метакристаллы кварца и полевых шпатов сосуществуют с метакристаллами, которые замещают («обрезают») эти шнурки. Продолжения «обрезанных» шнурков в метакристаллах нередко отчетливо выражены оптическими дефектами, что наблюдается преимущественно, в кристаллах полевых шпатов.

Метаморфическая минерализация, развивающаяся по милонитам основного сдвигового шва и присдвиговых милонитовых шнурков, представлена эпидотом и клинохлором, что свидетельствует о повышенной основности милонитизируемых пород, отвечающих, вероятнее всего, аргиллиту. (В случае апогранитной природы кислый состав милонитов предопределял бы и соответствующую ассоциацию метаморфических минералов.) Скиалитовой природе Центрального сдвига противоречат, как представляется, и картографические материалы, согласно которым не отмечается существенных постгранитных смещений разрывными нарушениями контактовых зон массивов рапакиви Северного Приладожья.

В случае метасоматической природы гранитов рапакиви калишпатовые овоиды в их составе могут формироваться с кристаллогенетических позиций либо структурно унаследовано - как псевдоморфозы по овоидалным протоминералам и/или минеральным агрегатам, либо структурно независимо - как грануломорфные порфирыобласты. А.Э.Гликин, детально исследовав этот вопрос, привел убедительные свидетельства того, что калишпатовые овоиды развивались как псевдоморфозы по овоидалным протокристаллам плагиоклаза [2]. Из этого следует, по его мнению, что рапакиви метасоматически замещали овоидалные плагиоклазиты (анортозиты). Таким образом, проблема генезиса овоидов калишпата сменяется проблемой образования овоидов плагиоклаза в плагиоклазитах, метасоматически замещаемых гранитами рапакиви. При обсуждении этого вопроса представляется полезным привлечь известные автору материалы по геологии мезозой Севера Чукотки, в составе которых широко развиты меловые метасоматические плутоны, представленные телами массивных гранитов и мигматит-плутонами с фаціальными переходами в массивные граниты [3].

Осадочные толщи чукотских мезозой в ходе протоорогенной складчатости и горообразования претерпели существенные литогенные преобразования. Протоорогенные структурно-литологические неоднородности – соскладчатые литогенные структуры (СЛС) – представлены как разнообразными внутрислоевыми слойчатыми и слоеватыми текстурами, так и внеслоевыми литогенными образованиями [3, 4, 5]. Последние известны как разномасштабные зоны смятия, зоны развития пятнистых и узловатых сланцев, кластические дайки и штоки. В системе разнопорядковых СЛС горно-складчатых сооружений важную роль играют большеобъемные СЛС. Для них характерно «сквозное» развитие в разновозрастных осадочных толщах однотипной «односимметричной» литогенной слойчатости. Существенно упрощая, можно говорить о системно связанных большеобъемных СЛС трех основных структурно-симметричных типах. Это плитные СЛС, отвечающие билатеральной симметрии, ядерные (кольцевые) СЛС, в которых господствует центральная симметрия, и большеобъемные СЛС «смешанного» плитно-ядерного типа. Переход от плитных к ядерным СЛС в геодинамическом отношении отвечает движению от зон с геодинамикой относительного (по отношению к общему

барическому фону) сжатия к зонам относительного растяжения. В осадочных толщах большеобъемных плитных СЛС существенно преобладают проявления внутрислойковой горизонтальной литогенной слойчатости, в толщах ядерных СЛС – внеслойковая пятнистая и узловатая слойчатость и квазиоднородная чистая слоеватость. Для осадочных пород в составе плитно-ядерных СЛС характерно сосуществование разнотипной, главным образом, внутрислойковой литогенной слойчатости – билатерально-симметричной, переходной к аксиально-симметричной (четковидная, линзовидная, прерывисто-линзовидная) и собственно аксиально-симметричной (сферолоидная, менее брекчиевидная), представленной преимущественным проявлением конгломератовидной слойчатости.

В ядерных и плитно-ядерных СЛС, как устойчивых структурах относительного растяжения, метаморфические и метасоматические процессы, связанные с глубинными флюидогенными потоками энергии и вещества, проявляются с максимальной активностью.

В составе долгоживущих зональных ядерных структур формируются плутономассивных гранитов, мигматит-плутоны унаследуют большеобъемные плитно-ядерные СЛС. В этих же структурах проявляются наиболее высокотемпературные фации постплутонического регионального метаморфизма, которые принято рассматривать как проявления плутонического и регионально-плутонического метаморфизма. Эти же геоструктуры отличаются наибольшим разнообразием жильных проявлений, для них типичны месторождения барофобных элементов (олово и др.).

В результате метасоматических преобразований осадочных пород с конгломератовидной (сферолоидной) слойчатостью формируются образования, имеющие облик собственно конгломератов (в том числе, пестрых, с аутигенно-метасоматическими «обломками») жильных пород и пород магматогенного облика [3,5]). Отличительной особенностью подобных псевдоконгломератов является наличие в них базального цемента исходно аргиллитового (алевроаргиллитового) состава. Происхождение подобных образований с седиментационно-кластогенных позиций является, как известно, загадочным, что в свое время заставило такого авторитета литологии, как Ф. Дж. Петтиджон, именовать их параконгломератами [6]. В разрезах терригенных пород параконгломераты слагают серии протяженных пластов разной мощности, реже единичные горизонты, традиционно отождествляемые с внутриформационными конгломератами. Наблюдаются они также в виде линзовидно-конических тел, мощность которых может превышать сотни м. К крупнейшим проявлениям параконгломератов относятся, очевидно, протерозойские конгломераты Виттватерсранда [5].

Изложенное позволяет полагать, что граниты рапакиви являются метасоматическими образованиями, формирование которых происходило унаследовано в составе большеобъемных плитно-ядерных СЛС, изначально представленными протерозойскими параконгломератовыми толщами. Овоидальный облик рапакиви является унаследованным к текстурным неоднородностям параконгломератов, в которых литогенные сферолоиды «плавают» в аргиллитовом матриксе («цементе»), не соприкасаясь друг с другом. Овоиды рапакиви в подобной модели естественно отождествлять с псевдоморфозами по сферолоидам параконгломератов. Вышеотмеченные исследования А.Э.Гликина, свидетельствуют, как представляется, в пользу представлений о двустадийном метасоматическом процессе рапакивиобразования. В начальную стадию происходило образование, вероятнее всего, не плагиоклазитов, а пород плагиогранитного состава. По сферолоидам параконгломератов при этом избирательно формировались овоидальные псевдоморфозы плагиоклаза. В ходе завершающей щелочно-гранитной стадии по овоидам плагиоклаза унаследовано формировались псевдоморфозы калишпата. Отметим, что предполагаемая модель образования гранитов рапакиви в ходе унаследованной гранитизации параконгломератовых осадочных толщ легко объясняет пластинообразную

морфологию плутонов рапакиви, трудно осмысливаемую в интрузивно-магматической модели. Не противоречит эта модель и геотектонической позиции плутонов рапакиви с их приуроченностью к зонам обрамления крупных платформ.

В заключение представляется необходимым указать на наличие геолого-петрографических признаков формирования гранитов рапакиви в условиях древнего рельефа. К ним относятся: а) наглядно выраженная в гранитах на стенках карьеров «Возрождение» и «Муставари» конформность пологих прототектонических трещин (трещины системы L по Г. Клоосу) поверхности рельефа и б) свидетельства сингенетичной гранитизации в чехле рыхлых элювиальных образований. Конформность пологих прототектонических трещин кровле гранитоидных массивов известна давно [7]. На примере вскрытых меловых автохтонно-метасоматических массивов Севера Чукотки, формирование которых происходило в древнем - догранитном рельефе, устанавливается, что ориентировка трещин L конформна поверхности рельефа [3, 8]. Отметим, что подобные повсеместные наблюдения обычно либо остаются без объяснения, либо традиционно трактуются как результат строгого «препарирования» плутонических тел в процессах селективной денудации.

Кристаллогенетические признаки сингенетичной гранитизации в древних рыхлых элювиальных образованиях были выявлены в меловых гранитных массивах Чукотки [9, 10]. В мелкоземно-дресвяных разностях гранитного элювия установлено развитие аномального для гранитов биотита гексагонального габитуса, представленного как свободными кристаллами, так и в кварц-полевошпатово-биотитовых сростках дресвяной размерности. В сростках наряду с ксеноморфными зернами кварца наблюдаются идиоморфные кристаллы, представленные гранями ромбоэдра и, много реже, короткой призмы. Нередко наблюдаются кривогранные кристаллы кварца и полевых шпатов с ростовыми ступенями. Появление подобных кристаллов можно объяснить определяющим значением аксиальной симметрии в «порождающей среде» минералообразования [11], представленной в данном случае, рыхлыми разноразмерными мелкоземно-дресвяными фракциями гранитизируемого элювия. Предварительное изучение дресвы рапакиви Выборгского массива, проводимое нами в творческом содружестве с А. Я. Вохменцовым, выявило аналогичные особенности кристалломорфологии слагающих их минералов, в первую очередь, кварца и биотита.

Литература

1. Поспелов Г. Л. Парадоксы, механизмы и физико-химическая сущность процессов метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 354 с.
2. Гликман А. Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенезис. СПб.: Изд-во «Журнал Нева», 2004. 320 с.
3. Тиболов И. В. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.
4. Тиболов И. В. // Федоровская сессия 2008. Тезисы докладов международной научной конференции. СПб., 2008. С. 122-124.
5. Тиболов И. В. // Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 62-64.
6. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
7. Апродов В. А. Геологическое картирование. М.: Госгеолиздат, 1952. 371 с.
8. Тиболов И. В. // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 335-351.
9. Тиболов И. В. // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики в 3-х т.: Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н. А. Шило (XII годовое собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан, 3-6 июня 2003 г. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 154-156.
10. Тиболов И. В. // Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 40-летию Башкирского отделения РМО. Уфа: ИГ УНЦ РАН; Дизайн ПолиграфСервис, 2009. С. 120-122.
11. Шафрановский И. И. // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 113-117.

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
РАННЕРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК ГАББРОНОРИТОВ
РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС**

В.В. Травин¹, Н.Е. Козлова²

(¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, travin@krc.karelia.ru; ²Геологический институт Кольского НЦ РАН)

В районе села Гридино (Карельский берег Белого моря), сложенном, в основном, гнейсами плагиогранитового состава, широко распространены дайки габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов [1] с возрастом около 2.4 млрд. лет [2]. Дайки различаются характером структурно-метаморфической переработки. Недеформированные дайки секут полосчатость вмещающих гнейсов и характеризуются типичной дайковой формой, апофизами, зонами закалки. Они сложены габброноритами с порфиrowыми (тонкие дайки и зоны закалки крупных даек) и апомагматическими коронитовыми структурами. Зерна *Cpx1*, *Opx1* (символы минералов по [3]) идиоморфные, часто сохраняют зональное строение. Иногда сохраняются также идиоморфные зерна *Ol*. На границах перекристаллизованных первично-магматических зерен *Pl* и темноцветных минералов развиты каймы, представленные агрегатами и зернами *Grt*, *Cpx2* (в т.ч. *Omp*), *Opx2*, *Amf2*. Основной *Pl1* как правило замещен мелкозернистым агрегатом более кислого *Pl2*. На контактах с вмещающими гнейсами и вдоль поздних тектонических нарушений для габброноритов даек обычна глубокая амфиболитизация.

Деформации даек различны по стилю и интенсивности. Наиболее интенсивные деформации даек проявлены в наложенных (свекофенских, около 1.9 млрд. лет) пластических зонах сдвига; они приводят к будинированию даек. В ходе таких деформаций габбронориты претерпевают полную перекристаллизацию с образованием метаморфической породы с деформационной линейностью и/или сланцеватостью, сложенной равновесным парагенезисом $Cpx(Omp, Na-Aug) + Grt + Pl + Amf \pm Opx$, отвечающим субфации плагиоклазовых эклогитов [4].

Среди даек габброноритов есть дайки с интенсивно деформированными контактами, но сохраняющие в целом плоскую форму, магматические структуры и минералы пород. Среди них дайка, прорывающая полосчатые гнейсы в восточной части острова Избная Луда.

Дайка имеет мощность до 25 м, хорошо выраженные зоны закалки шириной около 2 м. Восточный ее контакт в северной, береговой, части острова (на протяжении примерно 30 м) – секущий по отношению к полосчатости вмещающих гнейсов; в породах эндоконтактной зоны присутствуют угловатые ксенолиты гнейсов. Южнее восточный контакт имеет сложный (в том числе волнообразный) характер и изогнутые апофизы. Западный контакт дайки также имеет сложную форму на всем доступном для наблюдения его протяжении. Полосчатость вмещающих гнейсов конформна сложным контактам дайки. В западном контакте дайки отмечены также «пламевидные апофизы» и отторженцы округлой и овальной формы (рис. А).

Габбронориты зон закалки сохраняют мелкозернистую магматическую структуру (рис. Б) с идиоморфными таблитчатыми первично-магматическими порфиrowыми зернами *Opx1* и *Cpx1*, разделенными ксеноморфнозернистым *Pl-Grt-Opx-Cpx* агрегатом со вторичными *Grt*, *Bt*, *Amf*. В габброноритах центральной части дайки магматические зерна пироксенов сохраняют свою первичную, идиоморфную призматическую форму и зональное строение (рис. В); поздние зерна *Grt* на контактах первично-магматических *Pl* и пироксенов образуют прерывистые каймы, которые развиты не повсеместно. На контактах с гнейсами (зонами мощностью 0.05 — 1 м) и вдоль трещин внутри дайки габбронориты полностью амфиболитизированы (что обычно для даек габброноритов БПП).

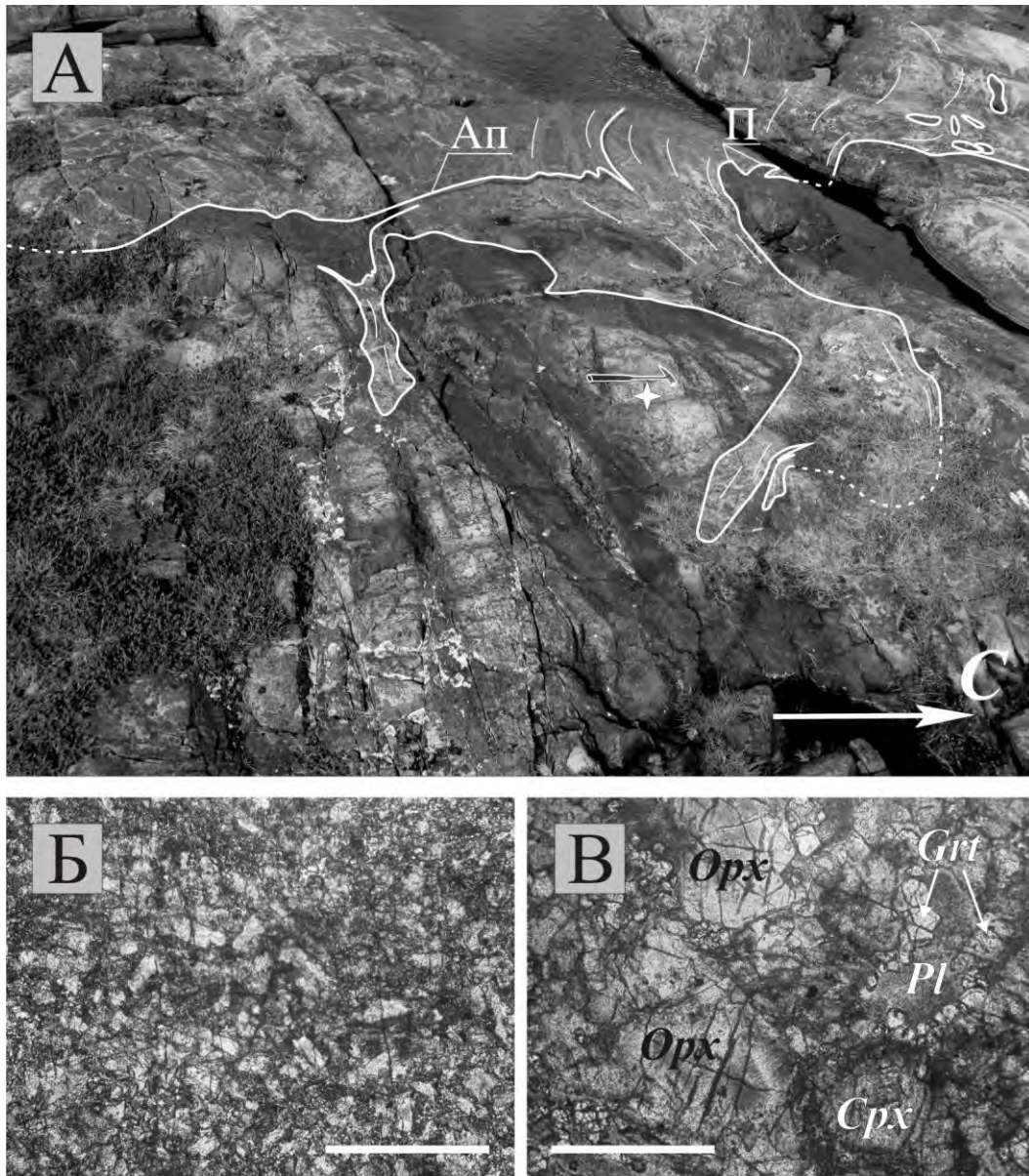


Рис. (А) Участок западного контакта дайки габброноритов в восточной части острова Избная Луда с «затеками» гнейсов, деформированным апофизом (Ап), пламевидными апофизами (П), отторженцами дайки (справа сверху).

Породы дайки: светло-серое – габбронориты, темно-серое – амфиболиты по габброноритам. В гнейсах штрихами показано положение полосчатости. Пунктирная линия - предполагаемое положение контакта под дерном и водой. Звездочкой (около молотка) отмечено место взятия образца габбронорита, структура которого показана на фото Б. (Б) Порфирировая структура зоны закалки (место отбора образца отмечено на фото А звездочкой): в мелкозернистой основной ткани (Срх, Орх, Pl, Vt, Amf, Grt) вкрапленники зерен Орх. (В) Коронитовая структура габбронорита внутренней части дайки. Масштабный отрезок на микрофотографиях – 1 мм.

Простая форма недеформированных даек габброноритов района указывает на то, что дайки внедрялись по хрупким разрывам. Структура рассмотренной дайки о-ва Избная Луда свидетельствует о том, что и она внедрялась по хрупкому разрыву и первоначально имела контакты простой формы.

Наблюдаемая ныне форма контактов дайки – вторичная. О формировании ее в условиях синметаморфических деформаций свидетельствует конформность поверхностей контактов и полосчатости гнейсов. Именно в результате деформаций в условиях высокотемпературного метаморфизма в гнейсах образуется полосчатость, конформная поверхностям тел, сложенных более вязкими (компетентными) базитами [5]. Волнообразная форма контакта дайки и вмещающих гнейсов свидетельствует о незначительно большей (относительно "гнейсового матрикса") вязкости пород дайки во время их совместных деформаций [6].

Сложная форма контактов дайки и конформная им полосчатость вмещающих гнейсов — признаки интенсивных синметаморфических деформаций в условиях формирования типоморфной для амфиболитовой фации полосчатости гнейсов.

Наблюдаемый «структурный парадокс», заключающийся в несоответствии между сложной деформационной формой дайки и магматическими, без признаков деформаций, структурами слагающих ее пород, объясняется тем, что деформацию испытал остывающий вязкий расплав еще до полной его кристаллизации; свекофенские метаморфические преобразования пород произошли в статических условиях и не вызвали перекристаллизации пород с утратой магматических структур.

Сосуществование даек с подобными структурными особенностями и недеформированных даек, по-видимому, отражает неоднородность деформаций метаморфизируемой коры на стадии формирования комплекса лерцолитов-габброноритов.

Литература

1. Степанов В.С. // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Кар ФАН СССР, 1990. С. 78-101.
2. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503-522.
3. Kretz R. // Am. Mineral. 1983. Vol. 68, pp. 277-279.
4. Korikovskiy S.P. Pressure effect on the stability and assemblages of acid plagioclase in medium temperature metabasites, eclogites, and associated gneisses. Geol. Carpathica. 1999. V. 50. Spec. issue. P. 115-117.
5. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С.40-49.
6. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol.2. Folds and fractures. London: Acad.Press, 1987. P. 309-700.

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ БАТОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

В.А. Трунилина, С.П. Роев

(Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, v.a.trunilina@diamond.ysn.ru)

Верхояно-Колымская орогенная область характеризуется интенсивным развитием позднемезозойского гранитоидного магматизма. Многочисленные тела гранитоидов образуют продольные пояса, вытянутые параллельно границам главных тектонических структур (Главный и Северный батолитовые пояса), и поперечные, ориентированные поперек или под углом к ним. Главный батолитовый пояс протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 1000 км вдоль границы Инъяли-Дебинского синклинория и краевых антиклинорий Колымо-Омолонского микроконтинента. Столь же протяженный Северный пояс распадается на 2 ветви, обрамляющие с юга и северо-запада и севера область деформированных терригенных пород мезозоя, зажатых в виде клина между

структурами Черско-Полоусненского и Святоносско-Олойского тектонических блоков [1] (рис.).

Наиболее ранние (169–153 млн. лет) гранитоидные образования в пределах обоих батолитовых поясов представлены массивами тоналит-гранодиорит-плагиигранитной ассоциации. По ведущей роли амфибола среди темноцветных минералов, повышенным содержаниям хлора в амфиболах и биотитах; метаглиноземистому, магнизальному петрохимическому составу, слабо дифференцированным трендам REE породы сопоставимы с надсубдукционными гранитоидами М-типа, индикаторными для поздних стадий эволюции развитых дуг и ранних этапов коллизии [2, 3]. Соотношения в них $La/Yb_N - Yb_N$ (6,5-33 – 3,8-7,9), $K/Rb - Rb$ (147-464 – 36-160), основные петрохимические параметры, присутствие реститов хромсодержащего эндиопсида и чермакита позволяют предполагать генерацию расплавов в процессе селективного плавления нижнекоровых амфиболитов и гранатовых амфиболитов при расчетных температурах 1160–1120°C и давлении 10–12 кбар [4–7].

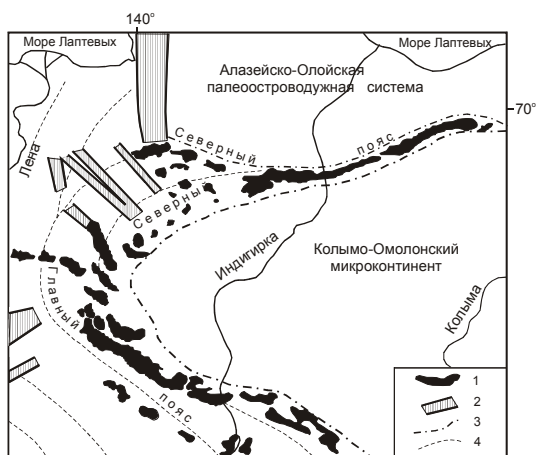


Рис. Схема расположения гранитоидных массивов северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области

1 – массивы продольных батолитовых поясов, 2 – поперечные пояса гранитоидов, 3 – границы тектонических структур, 4 – направления основных складчатых структур.

Преобладают в составе обоих поясов следующие по времени (151–123 млн. лет) гранодиорит-гранитные массивы. Породы умеренноглиноземистые, преимущественно железистые, известково-щелочные. Тренды REE со слабо выраженным минимумом Eu. Параметры состава промежуточные между таковыми гранитоидов S- и I-типов и соответствуют магматическим образованиям континентальных дуг и раннеколлизийной обстановки. Соотношения Rb/Sr (0,2–1,2) – SiO_2 ; K/Rb (265–140) – Rb (88–240) указывают на коровый генезис. Согласно расчетам, материнские расплавы образовались при давлении до 10 кбар в коровых субстратах дацит-тоналитового состава и метаграувакках при 1000–1100°C.

Одновременно (142–149 млн. лет) в узлах пересечения крупных разломов формируются массивы диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации (I-тип). Породы характеризуются неравновесностью состава: идиоморфные таблички среднего-основного плагноклаза и пироксен-амфиболовые скопления погружены в аллотриоморфнозернистый

лейкогранитный матрикс или в мелкозернистый пегматоидный агрегат. Расчетная температура расплава для диоритов достигала 1200°C, для гранодиоритов и гранитов – 1050°C. Породы метаглиноземистые, высококалийевой известково-щелочной серии. На трендах REE Eu-минимум отсутствует. Соотношения Rb и K₂O, величины Rb/Sr во всех породах ассоциации близки. Вариации K/Rb (210–360) – Rb (70–180) соответствуют таковым в породах мантийного или корово-мантийного происхождения. Минералогические, и геохимические особенности пород указывают на парагенетическую связь их с глубинными магмами или основными субстратами, что подтверждено результатами изучения Rb-Sr систем, согласно которым диориты представляют собой смесь гранитного и габбрового материала.

Массивы гранит-лейкогранитной ассоциации сменяют во времени таковые гранодиорит-гранитной (148–119 млн. лет). Типоморфные особенности гранитов и слагающих их минералов типичны для производных верхнекоровых низкотемпературных, насыщенных водой расплавов. Породы высокоглиноземистые, корунд-нормативные, железистые, высококалийевой известково-щелочной серии, соответствуют гранитоидам S-типа и континентальным коллизионным гранитоидам. Тренды REE с отчетливым Eu-минимумом. Вариации значений K/Rb (100–220) – Rb (162–280) и La/Yb_N – Yb_N (5–14 – 5–19) характерны для коровых производных. Согласно расчетам, материнские расплавы генерировались при давлении до 8 кбар и температуре до 930°C. Между массивами разных структурно-тектонических зон существуют значимые различия, обусловленные разным составом магмообразующих субстратов (метаграувакки для гранитов Тас-Хаяхтахского и Чималгигского антиклинориев и метапелиты – для гранитов Инъяли-Дебинского и Полоусненского синклинориев).

Гранитоиды северо-западной ветви Северного пояса, локализованные в зонах региональных разломов, принадлежат в основном латитовому ряду (L-тип) и формируются в условиях окраинно-континентального растяжения. Состав их варьирует от диоритов и монцодиоритов до лейкогранитов. Неравновесность его выражена еще более отчетливо, чем в гранитоидах I-типа. Пироксены и амфиболы близки таковым континентальных базитов повышенной щелочности; биотиты ранней генерации – биотитам гранитоидов шошонитовой серии [8]. Породы умеренно- и гиперглиноземистые, повышенной щелочности. La/Yb отношения (до 100) выше, чем во всех остальных гранитоидах региона. На диаграмме (La/Yb)_N – Yb_N [4] точки их составов локализуются вдоль пересекающихся трендов плавления гранат-содержащей мантии и коровых амфиболитов. При воздействии глубинных флюидов по гранитоидам главных фаций сформированы щелочнополевошпатовые граниты и пегматиты с магнезиальным биотитом, отвечающим по составу биотитам мантийных производных. Тренды REE с высокими концентрациями LREE и с максимумом Eu. Исходные расплавы формировались при парциальном плавлении амфиболитов нижней коры при давлении до 12 кбар и температуре до 1200°C и эволюционировали при постоянном воздействии глубинных флюидов, связанных с базальтоидными магмами повышенной щелочности, и непосредственном взаимодействии базальтоидных и гранитоидных расплавов.

Источником тепла для начала плавления протолитов в расчетных условиях могли быть локальные мантийные диапиры, производные которых непосредственно предшествуют внедрению гранитоидов IS- и I-типов, предшествуют и следуют за становлением гранитоидов L-типа. Составы основных расплавов в этом направлении меняются от толеитового известково-щелочного до субщелочного и K-щелочного, расчетные значения давлений при генерации – от 12 до 20–25 кбар, температур расплавов – от 1100 до 1400°C,

отношения La/Yb в породах – от 2–4 до – 40–70 при изменении содержаний Yb от 2,3–4,2 до 1,8 ppm. Это соответствует изменению составов протолитов от примитивных шпинелевых лерцолитов до интенсивно метасоматически измененных лерцолитов [9]. Таким образом, уровни магмогенерации при гранитообразовании, а следовательно петротип гранитоидов в значительной мере обусловлены параметрами составов поднимающихся в кору мантийных диапиров.

Литература

1. Спектор В.Б., Гриненко В.С. Тектоническая схема // Геологическая карта Якутии м-ба 1:500 000. Нижне-Янский блок. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 1995.
2. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Роскомнедра, 1992. 101 с.
3. Феритатер Г.Б. // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. – Екатеринбург, УРО РАН, 2001. С. 350–351
4. Джан Б. М., Чжан З. К. // Геохимия архея. – М.: Недра, 1987. С. 250–284.
5. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб А.К., Тронева Н.В. // Доклады АН СССР, 1983. Т. 268. N 6. С. 1463–1466.
6. Gerdes A., Worner G., Henk A. // J. Geol. Soc. London, 2000. V. 157. P. 577–587.
7. Jung S., Pfänder J.A. // European J. Mineralogy, 2007. N 1. P. 5–40.
8. Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С. // Тихоокеанская геология, 2002, N 5. С. 15–27.
9. Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. // Marine Geology, 1997. V. 142. P. 57–83.

ВКЛАД КОРОВЫХ СУБСТРАТОВ В ГЕНЕЗИС АРХЕЙСКИХ ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

О.М. Туркина

(Новосибирский государственный университет, Новосибирск, turkina@igm.nsc.ru)

Породы тоналит-грандъемиит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов являются одним из главных компонентов архейской континентальной коры. Они обладают общими особенностями состава, включающими низкое содержание K_2O , принадлежность преимущественно к высокоглиноземистому типу, сильно фракционированное распределение РЗЭ, обеднение тяжелыми лантаноидами и Y, высокие La/Yb и Sr/Y отношения [1]. Низкие концентрации Rb, Th, а также экспериментальные данные по плавлению метабазитов свидетельствуют о том, что образование ТТГ связано с плавлением мафических источников, а деплетирование тяжелыми лантанидами и Y является следствием образования расплава в равновесии с реститовым гранатом и амфиболом при $P \geq 15$ кбар [2 и др.]. В понимании генезиса архейских ТТГ комплексов остается еще ряд нерешенных вопросов. В настоящем сообщении автору хотелось бы обратиться к двум из них. Первый касается редкоэлементного состава метабазитовых источников для ТТГ. Породы ТТГ комплексов обладают низкими концентрациями крупноионных литофильных элементов (LILE), прежде всего Rb, что очевидно является следствием их мафического источника. Вместе с тем, современные базальты MORB типа, сильно деплетированные LILE, не способны обеспечить при плавлении, тех концентраций Rb и Ba, которые характерны для архейских ТТГ. Предполагается [3], что их мафические источники обладали более высоким содержанием Rb и Ba и были подобны современным базальтам океанических плато. Второй вопрос связан с участием сиалической коры в образовании пород ТТГ комплексов. Потенциальная возможность образования второй генерации ТТГ за счет плавления тоналитового материала подтверждена экспериментально [4], вместе с тем в большинстве случаев плавление даже низкокалиевых субстратов состава от андезитов до дацитов приводит к образованию кислых расплавов, обогащенных калием в сравнение с ТТГ [5–8 и др.]. Об участии более древней сиалической коры в формировании ТТГ комплексов свидетельствуют изотопные данные. Большинство архейских ТТГ характеризуются высокими положительными ϵ_{Nd} , а их цирконы обладают величинами ϵ_{Hf} близкими к

значениям для деплетированной мантии (DM), что указывает на образование кислых расплавов за счет мафических источников, производных DM. Вместе с тем, для ряда ТТГ комплексов пониженные значения ϵ_{Nd} и ϵ_{Hf} для пород и цирконов интерпретируются как следствие вклада древнего корового материала в магмообразование. Примером таких комплексов являются палеоархейские плагиогнейсы Онотского и Булунского гранит-зеленокаменных блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона), которые характеризуются широкими вариациями изотопных параметров. Для плагиогнейсов Онотского блока с возрастом 3,4 млрд. лет установлены величины ϵ_{Nd} от +1.2 до -0.4, а цирконы из этих пород имеют $\epsilon_{Hf} = 2.1 \pm 1.0$.

Для анализа особенностей происхождения архейских ТТГ комплексов, прежде всего оценки вклада сиалической коры в их образование автором выполнено расчетное геохимическое моделирование. Последовательно решались прямые задачи: (1) плавления мантийных перидотитов с образованием пород основного состава – потенциальных источников для образования пород ТТГ комплексов, (2) плавления метабазитов с формированием тоналит-трондьемитовых расплавов в равновесии с гранат-амфиболитовым и эклогитовым реститом при $P \geq 15$ кбар, (3) плавления сиалических источников сходных по составу с ТТГ с образованием кислых расплавов, (4) смешения расплавов из мафических и сиалических источников. Редкоэлементный состав модельных расплавов сопоставлялся со средним составом архейских ТТГ [1] и плагиогнейсов Онотского блока.

На первом этапе моделирования для мантийного источника приняты концентрации редких элементов в примитивной мантии [9], что обеспечивает повышенные концентрации наиболее несовместимых элементов – LILE. Модельные расплавы, полученные из РМ при степени плавления от 10 до 20% и прогрессирующем уменьшении содержания реститовых клино- и ортопироксена, характеризуются «плоскими» мультиэлементными спектрами, сопоставимыми с наименее магнезиальными архейскими эклогитами Беломорья [10] и амфиболитовыми включениями в онотских плагиогнейсах. Вместе с тем, рассматриваемые архейские метабазиты отличаются повышенным содержанием Rb, тогда как современные базальты океанических плато отчетливо обеднены LILE. Значительное расхождение в содержании Rb в архейских метабазитах и модельных расплавах может быть следствием обогащения этим элементом при метаморфизме, поскольку плавление не приводит к относительному фракционированию Rb и Ba.

На втором этапе определен редкоэлементный состав тоналит-трондьемитовых расплавов, образующихся из модельных составов базитов в равновесии с реститами с содержанием граната от 14 до 50%. Количественный минеральный состав реститов заимствован из работы [11]. Как и ожидалось, средний состав архейских ТТГ и плагиогнейсов Онотского блока по уровню концентраций тяжелых РЗЭ и Y соответствуют модельным расплавам для реститов, содержащих от 22 до 50% граната (рис. 1).

Модельные расплавы, воспроизводя форму мультиэлементных спектров природных ТТГ, могут отличаться от них по уровню содержания легких РЗЭ и Th, концентрации, которых зависят от степени плавления, но главным образом от модельного состава мафического источника, который зависит от степени плавления мантийных перидотитов. На рис. 1 показаны результаты моделирования, в котором в качестве исходных использованы базиты для степени плавления мантийных перидотитов 20%, как наиболее сопоставимые с амфиболитами из включений в онотских плагиогнейсах.

Третий этап включал плавление двух источников, соответствующих по редкоэлементному составу ТТГ расплавам (Cl ТТГ1 и Cl ТТГ2), в различной степени обедненным тяжелыми РЗЭ. Согласно экспериментальным данным по плавлению сиалических субстратов, варьирующих по составу от андезитов до трондьемитов [6-9], реститовые фазы могут включать плагиоклаз, кварц, амфибол, биотит, клино- и

ортопироксен и гранат. Модельные кислые расплавы характеризуются близкой формой мультиэлементных спектров, но различаются по содержанию отдельных элементов. Высокое содержание в рестите плагиоклаза (>60%) [8] приводит к резкому обеднению расплава Sr, а отсутствие биотита и граната обуславливает обогащение Ba и тяжелыми РЗЭ, соответственно. В качестве «оптимального» был выбран рестит состава: P145%+Nb29%+Bi5%, полученный при плавлении дацитов при P=10 кбар [5]. Предполагается, что рестит содержит 200 г/т алланита, препятствующего резкому обогащению расплава легкими РЗЭ. Мультиэлементные спектры расплавов показаны на рис. 1. Полученные расплавы значительно обогащаются Nb в сравнение со средним составом архейских ТТГ даже при наличии в рестите сфена.

На последнем этапе было рассмотрено смешение модельных расплавов из мафических (C1 1 и C1 2) и сиалических (C1 TTG1 и C1 TTG2) источников. Результаты показывают, что смесь расплавов из мафического (C1 1) и сиалического (C1 TTG2) источников наилучшим образом соответствует составу архейских плагиогнейсов Онотского блока (рис. 2). Следует отметить, что вклад расплава из сиалического источника не может превышать 30%, поскольку увеличение его доли приводит к быстрому росту содержания Nb и легких РЗЭ в смеси. Оценка вклада расплава из сиалического источника в образование онотских плагиогнейсов согласуется с их изотопными характеристиками. Изотопные Nd характеристики большинства плагиогнейсов могут быть получены при вкладе более древнего корового источника от 25 до 30%. По видимому, такая же пропорция расплавов из мафического и сиалического источников будет справедлива и для среднего состава архейских ТТГ.

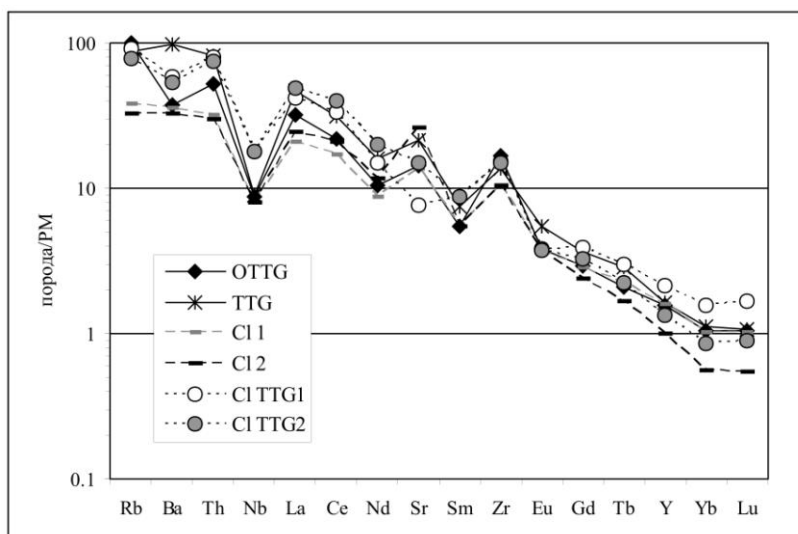


Рис. 1. Мультиэлементные спектры модельных расплавов и архейских ТТГ.

ОТТГ – плагиогнейсы Онотского блока, ТТГ – средний состав архейских ТТГ [1].

C1 1 и C1 2 - выплавки из модельных мафических субстратов в равновесии с реститом, содержащим 22 и 50% граната, соответственно. C1 TTG1 и C1 TTG2 - выплавки из модельных ТТГ (C1 1 и C1 2) в равновесии с реститом состава: P1 45%+Nb 29%+Bi 5%+Al 0,002.

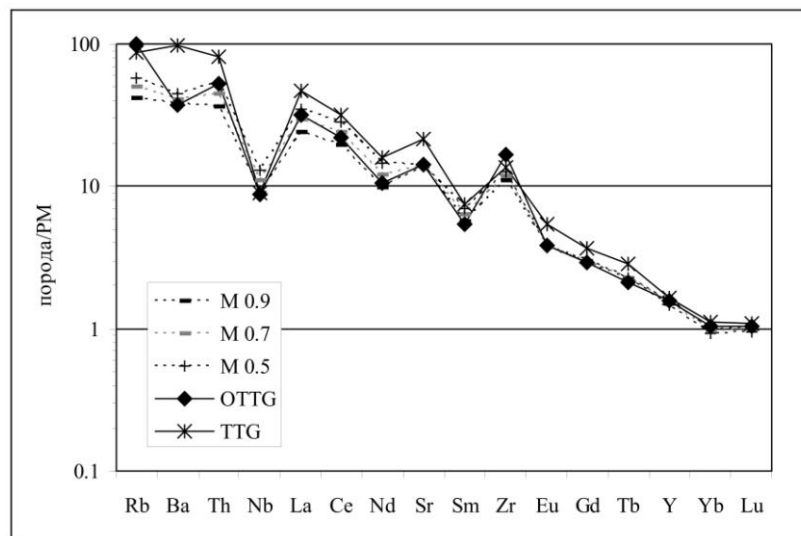


Рис. 2. Мультиэлементные спектры продуктов смешения расплавов из мафических и сиалических источников в сравнении с архейскими ТТГ.

M 0.9, M 0.7, M 0.5 - продукты смешения расплавов из мафического (C1 1) и сиалического (C1 TTG2) источников при доле первого от 90 до 50%. OTTG – плагиогнейсы Оногского блока, TTG – средний состав архейских ТТГ [1].

Иным должен быть лишь уровень содержания всех некогерентных элементов в мафическом источнике, изначально заданный степенью плавления мантийного материала, чтобы обеспечить более высокое содержание, например, Th и легких РЗЭ. Следует отметить, что вклад расплавов из сиалического источника не способен компенсировать дефицит Rb в модельных ТТГ в сравнение с природными.

Таким образом, расчетное моделирование показывает, что общий уровень содержания несовместимых элементов в породах ТТГ комплексов изначально задается составом мафических субстратов, и, следовательно, степенью плавления мантийного материала. Уровень содержания Rb в архейских ТТГ обусловлен обогащением их мафических источников, а не контаминацией коровым материалом. Редкоэлементные характеристики модельных расплавов свидетельствуют о том, что вклад сиалических субстратов в образование природных ТТГ комплексов не превышает 30%.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 12-05-00557.

Литература

1. Martin H. // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205-259.
2. Rapp R.P., Watson E.B. // J. Petrol. 1995. V.36. P. 891-931.
3. Tarney J., Jones C.E. // J. Geol. Soc. London. 1994. V. 151. P. 855-868.
4. Singh J., Johannes W. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 26-44.
5. Conrad W.K., Nocholls I.A., Wall V.J. // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 765-803.
6. Beard J.S., Lofgren G.E. // J. Petrol. 1988. V. 32. P. 365-401.
7. Skjerlie K.P., Johnston A.D. // J. Petrol. 1993b. V. 37. P. 661-691.
8. Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 91-110.
9. Sun S.S., McDonough W.F. // Magmatism in the oceanic basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.
10. Щитанский А.А., Ходаревская Л.И., Слабунов А.И. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 3. С. 341-364.
11. Туркина О.М. // Геохимия, 2000, №7, с.704-717.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМАТИИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ И ПРИЧИНЫ ПРОЯВЛЕНИЯ В НИХ СУЛЬФИДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С. И. Турченко

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

Наиболее важные факторы геологического контроля формирования сульфидно-никелевых руд относятся к составу магм и вмещающих их пород, также как и к их тектоническому положению. Важно то, что сульфидно-никелевые руды обычно принадлежат к мафит-ультрамафитовым породным ассоциациям, сформированным в обстановках континентального рифтогенеза. Такие обстановки обычно способствуют быстрой доставке мантийных магм в земную кору. В результате рифтовые магмы имеют тенденцию быть менее чувствительными к дифференциации, ассимиляции и потере сульфидов во время прохождения через мантийную литосферу и нижние уровни коры и, таким образом, они могут быть более богатыми металлами при внедрении в верхнюю кору. Рифты могут также содержать богатые серой осадки, которые служат внешним источником для насыщения серой мантийных магм.

Относительно важным фактором рудоносности является также возраст мафит-ультрамафитовых тел и рифтогенных структур. Наиболее активным в архее был коматиитовый магматизм, имеющий плюм-тектоническое происхождение и позволяющий наиболее быструю доставку таких магм к верхнекоровым уровням. С другой стороны, обогащенные серой осадочные породы, были идеальными контаминантами для насыщения серой магматических тел, но возможно они были незначительно распространены в раннем архее по сравнению с другими раннедокембрийскими эпохами. Таким образом, возраст мафит-ультрамафитовых изверженных серий и вмещающих их пород может играть важную роль как ведущий фактор в разведочной геологии. Это обстоятельство является важным фактом, определяющим то, что магматические сульфидно-никелевые руды преимущественно распространены в позднеархейских коматиитах и коматиитовых базальтах, а также приурочены к древнейшим раннепротерозойским бонинитовым расслоенным интрузиям. Такими типичными коматиитовыми ассоциациями, вмещающими сульфидно-никелевые месторождения, являются ассоциации в позднеархейских (3.0-2.7 млрд. лет) зеленокаменных поясах Зап. Австралии (Камбалда, Фортеस्कью), Зимбабве (Шангани) и Канаде (Абитиби) или ассоциации с коматиитовыми базальтами в Рагланде и раннепротерозойскими габбро-верлитами, серпентинитами поясов Томпсон в Канаде [1, 2] и Печенги на Кольском полуострове. В противоположность этому коматииты из раннеархейских (3.6-3.2 млрд. лет) зеленокаменных поясов или их фрагментов, типа пояса Барбертон в Ю.Африке, не несут сульфидно-никелевого оруденения. Так, например, месторождение Бон Аккорд хотя и относится к коматиит-вмещающим [3] и предельно богато Ni (до 36% NiO), но исключительно обеднено серой. Причиной отсутствия Ni сульфидных руд в коматиитах Ю. Африки является обедненность их именно серой.

Магматические сульфидно-никелевые руды, ассоциирующие с коматиитами, обычно находится в основании лавовых потоков коматиитов или коматиитовых базальтов. Наиболее популярной является модель рудообразования, формирующегося при магматической ассимиляции серы из осадочного субстрата. Основой этой модели является насыщение серой и сегрегация несмесимого сульфидного расплава в основании коматиитовых лавовых потоков. Коматииты имеют значительно более высокий сульфидно-никелевый потенциал по сравнению с базальтами. Это может быть объяснено более высокой температурой их расплавов (1560°C) по сравнению с базальтами (1250-1200°C) и в

связи с этим большей способностью к ассимиляции любых несущих серу окружающих пород [4]. Кроме того, коматииты обладают значительно более высоким содержанием Ni по сравнению с базальтами, так что любые сульфиды, которые могут в них образоваться, являются потенциально более никеленосными. Потоки коматиитовых лав имеют турбулентный характер и таким образом сульфиды, которые локализованы в них, изначально носят форму суспензии перед тем как концентрируются в основании лавовых потоков, силлов или краевых частях даек, представляющих собой подводящие каналы таких потоков. По приведенной модели вполне объяснимо отсутствие руд в областях содержащих богатые серой осадочные породы, но не имеющих коматиитовых лавовых потоков, или в областях содержащих подобные потоки, но не содержащих пород, которые могли бы быть источником серы.

Сульфидно-никелевые платиноносные руды обычно ассоциируют с позднеархейскими коматиитами интрузивных и вулканических фаций или же с палеопротерозойскими бонинитовыми и габбро-верлитовыми интрузиями, приуроченными к толеит-базальтовым вулканитам палеорифтовых поясов [5]. Позднеархейские (2.85-2.7 млрд. лет) рудоносные коматиит-содержащие провинции представлены зеленокаменными поясами Норсеман-Калгурли, Агню-Вилуна и Форрестанья в Зап. Австралии; поясами Кидд-Мунро и Тисдейл в провинции Абитиби в Канаде. Палеопротерозойские бонинитовые сульфидно-никеленосные расслоенные интрузии с возрастом 2.5-2.35 млрд. лет характеризуют глобальный этап рифтогенеза и распространены в большинстве позднеархейских кратонов. Они представлены платиноносными интрузиями с хромитовым и малосульфидно-никелевым оруденением: в Зимбабве - Великая Дайка (2460 ± 16 млн. лет), интрузия Джимберлана и ее аналоги в Западной Австралии (2420 ± 30 млн. лет); на Балтийском щите - линейные пояса интрузий Койлисмаа в Сев. Финляндии (2440 ± 20 млн. лет) и Олангской группы в Сев. Карелии (2,45-2,43 млрд лет); расслоенные интрузии Кольского п-ва - Мончегорский плутон и Федорово-Панские Тундры ($2450-2470 \pm 30$ млн. лет); интрузии комплекса Ист Булл Лейк (2,45 млрд. лет) в провинции Онтарио на Канадском щите. Более поздние события (2.0-1.9 млрд. лет) проявлены во внедрении сульфидно-никеленосных габбро-верлитов и серпентинитов в толщи базальт-пикритов рифтогенных поясов Томпсон, Фокс-Ривер и Кейп Смит на Канадском щите и Печенгском поясе на Балтийском щите в России. Значительно более древние коматиит-содержащие зеленокаменные пояса с возрастом 3.6-3.2 млрд. лет, распространенные в Капваалском кратоне в Ю. Африке и кратоне Пилбара в Зап. Австралии не несут сульфидно-никелевого платиноносного оруденения. В разновозрастных поясах Абитиби (Канада) в раннеархейских коматиитах также отсутствует сульфидно-никелевая минерализация, в то время как более молодые коматиит-содержащие пояса несут признаки сульфидно-никелевой минерализации и контаминации [6]. Это может поддерживать модель соотношения между возрастом коматиитовых лав и их потенциальной возможностью ассимилировать вмещающие породы и нести сульфидно-никелевое с платиной оруденение.

Древнейшие коматииты отчетливо различаются по главным элементам и элементам-примесям от более молодых коматиитов любых докембрийских провинций. Наиболее заметно это в отношении деплетированности древнейших коматиитов (например, пояса Барбертон в Ю. Африке) глиноземом, Ti, V, Sc и HREE [7]. Предполагается, что эти особенности состава связаны с низкими степенями (около 30%) парциального плавления мантии в условиях высокого давления от 7 до 10 гигапаскаль (GPa) [8]. Условия высокого давления мантийных расплавов характеризовали раннеархейскую мантию ранних этапов эволюции Земли. Однако, некоторые зеленокаменные пояса, такие как пояса Абитиби в Канаде, содержат оба типа коматиитов и соответственно можно предположить, что деплетированные глиноземом и не деплетированные коматииты могли быть образованы и

вынесены из разных по глубинности частей одного и того же плюма [9]. Древнейшие коматииты были образованы, вероятно, при плавлении метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии.

Коматииты, подобные древнейшим зеленокаменным поясам типа Барбертон в Ю. Африке, имеют гораздо более низкое содержание металлов, чем глинозем-недеплетированные коматииты более молодых поясов различных архейских кратонов. Растворимость серы и содержание PGE в базальт-пикритовых магмах сильно зависит от глубин их выплавления [10]. При 10 GPa и 1810°C пикриты могут растворять до 685ppm S, а при 14 GPa и 2000°C они могут растворить лишь 386ppm S. Если эти результаты применить для коматиитов и предположить, что примитивная мантия содержит приблизительно 200ppm S, то позднеархейские не деплетированные в отношении глинозема коматииты требуют 30% плавления мантии, чтобы поглотить все сульфиды источника, в то время как раннеархейские такие же коматииты требуют 50% парциального плавления. Таким образом, данные по содержанию PGE поддерживают модель происхождения раннеархейских коматиитов из глубинной мантии - более глубокой, чем это требуется для коматиитов не деплетированных по глинозему и несущих Ni-PGE сульфидное оруденение.

Как было отмечено, деплетированные по глинозему коматииты, которые были образованы на глубинах с давлением 14 GPa содержат на 50% меньше серы, чем не деплетированные по глинозему коматииты, образующиеся при 10GPa. Температура излияния деплетированных по глинозему коматиитов на 100°C выше, чем не деплетированных по глинозему коматиитов, что сказывается на более высокой растворимости серы во время излияния первых. Поэтому коматииты деплетированные по глинозему, требуют гораздо большей доли участия в контаминации внешнего дополнительного источника серы для достижения насыщения серой коматиитов и проявлению в них сульфидно-никелевой рудоносности.

Раннеархейская кора кратонов Капваал и Пилбара могла быть менее насыщена серой, чем позднеархейская кора кратонов Йилгарн, Зимбабве, Карельского и поясов Абитибии и как результат термальная контаминация коры расплавами на них была более значительной для насыщения серой. Коровые признаки (такие как значения изотопного состава серы) могут быть значительно занижены в магматических системах [11] и такие свидетельства коровой контаминации часто трудны для определения. В случае с раннеархейскими коматиитами возникают дополнительные проблемы, выраженные в том, что их основание часто не обнажено и, таким образом, прямое определение содержания серы в субстрате коматиитовых лав невозможно. Можно также отметить факты низкой активности серы в истории эволюции раннеархейских поясов, указывая на широкое распространение в них железо-окисных фаций (железистых кварцитов). Субстрат коматиитовых потоков мог быть в раннем архее более примитивным, чем в позднем архее или раннем протерозое и поэтому был более труден для ассимиляции лавовыми потоками коматиитов. Если позднеархейская кора была более легкой и более эволюционированной чем раннеархейская, то поднимающиеся в промежуточные камеры магмы могли легче ассимилировать вмещающие породы. При формировании древнейших коматиитов кора была более плотной и маломощной и магмы могли изливаться без предварительного внедрения в промежуточные камеры и были поэтому менее контаминированными. Форма плюмов должна была быть также иной – плитообразной. В соответствии с этим можно предполагать, что для молодых коматиитов коровая ассимиляция могла быть тем начальным механизмом, который способствовал сегрегации сульфидов и платиноидов в промежуточных камерах. Часть никельсодержащих сульфидов могла быть перемещена из промежуточных магматических камер флюидами и отложена в основании коматиитовых потоков.

Многие не деплетированные по глинозему позднеархейские коматииты также могут быть безрудными в отношении сульфидно-никелевых руд. Это может быть связано и с провинциальными геохимическими особенностями территорий. Отсутствие сульфидно-никелевых руд в древнейших коматиитовых провинциях может быть, конечно, и случайностью, связанной с незначительной современной распространенностью областей с сохранными раннеархейскими коматиитами, в которых сульфидно-никелевое оруденение к тому же, возможно, еще не открыто.

Литература

1. *Condie, K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge. Cambridge University Press. U.K. 2001. 306 p.
2. *Zwanzic H.V., Macek J.J., McGregor C.R.* // *Econ. Geol.* 2007. V. 102, N 7, P. 1197-1216.
3. *De Waal, S.A.* 1986. // *Mineral deposits of Southern Africa.* Geol. Soc. of South Africa. Johannesburg. P. 287-291.
4. *Arndt N.T., Ginibre C., Albarede F., Cheabille M., Herzberg C., Jenner G., Lahaye Y.* // *Geology.* 1998. V. 26. P. 739-742.
5. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб: Наука. 2007. 175 с.
6. *Sproule R.A., Leshner L.M., Ayer J.A., Thurston P.C., Harzberg C.T.* // *Precambrian Research.* 2002. V. 115. P. 153-186.
7. *Nesbit R.W., Sun S-S., Purvis A.C.* // *Canadian mineralogist.* 1979. V. 17. P. 165-186.
8. *Herzberg C.* // *Journ. of geophysical research.* 1992. V. 97. P. 4521-4540.
9. *Tomlinson K.Y., Hughes D.J., Thurston P.C., Hal R.P.* // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 103-136.
10. *Mavrogenes J.A., O'Neill H. St. C.* // *Geochemica et Cosmochimica Acta.* 1999. V. 65. P. 1175-1180.
11. *Leshner C.M., Burnham O.M., Keays R.R., Barnes S.-J., Hulbert L.* // *Canadian mineralogist.* 2001. V. 39. P. 673-696.

ГРАНИТОИДЫ ТОРГОВСКО-КЕФТАЛЫКСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О.В. Удоротина, Е.П. Калинин, В.Л. Андреичев, В.А. Капитанова
(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru)

В центральной части Приполярного Урала на поверхность выведено множество гранитоидных массивов, формирующих наряду с метаморфитами комплекс доуралид. В верховьях р. Торговая уже более полувека известны массивы, с которыми связано W-Mo-Bi оруденение [1]. Именно благодаря обнаружению руд породы массива интенсивно изучались.

Выходы тел гранитоидов, образующих в совокупности Торговско-Кефталыкский массив, и малые тела, обнажающиеся к югу от них, протягиваются на 45 км, при максимальной ширине до 12 км. Считается, что массив обнажен до глубины 1 км. Тела гранитоидов согласны и конформны вмещающим породам, наблюдается субмеридиональное простирание гнейсоватости. При детальном исследовании устанавливается неоднородность строения массива, внутри обнаружены более-менее однородные блоки, сложенные породами различных фаций главной фазы, которые разделяются полосами пород фации эндоконтактов и переработанных ксенолитов кровли.

Граниты Торговско-Кефталыкского массива (15×8 км) представляют единое интрузивное тело. В западной части наблюдается четкий интрузивный контакт с породами маньинской свиты (RF₃), сопровождающийся образованием зон интрузивных брекчий и серий гибридных пород, в восточной части контакт с ордовикскими конгломератами, содержащими гранитную гальку, тектонический. В центральной части массива наблюдается полоса развития основных пород (габбро и долеритов), которые и послужили на начальном этапе исследований основанием для разделения массива на два: западный – Торговский и восточный – Кефталыкский. Однако южнее основные породы не прослеживаются, и массив является единым.

Гранитоиды Торговской части массива представлены крупнозернистыми, биотитовыми и двуслюдяными, часто гнейсовидными и порфиroidными гранитами. В зонах эндоконтактов они лейкократовые, мелкозернистые или порфиroidные, нередко

катаклазированные и рассланцованные. Жильная часть представлена редкими дайками метадолеритов, гранит-порфиров, более обычных аплиты, жилы пегматоидного строения с турмалином и пиритом.

Кефталыкские граниты среднезернистые, мелкозернистые, часто окварцованы, мусковитизированы и интенсивно разгнейсованы. В зоне юго-восточного контакта наблюдается флюоритизация. Гальки гранитов в перекрывающих ордовикских конгломератах отождествлялись с гранитами кефталыкского типа, которые рассматриваются как граниты апикальной части массива.

В южном окончании выходы гранитоидов резко сокращаются и постепенно выклиниваются, наблюдаясь в виде многочисленных маломощных пластовых тел, часто интенсивно катаклазированных. В районе ручья Морт-Кулем-Шор в альбитизированных и грейзенизированных гранитоидах проявлена комплексная редкоземельно-уран-горий-редкометалльная минерализация [2].

Особенности минерального состава гранитов разных типов, а также катаклазированных, минерализованных и фации эндоконтактов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Особенности минерального состава гранитов

Минералы	торговский тип	кефталыкский тип	катаклазиты	Фации эндоконтактов	Метаграниты торгового типа	Метаграниты Кулемшора
микроклин*	39,0	19,3	25,0	3,2	41,0	20,4
плагиоклаз*	9,0	6,0	7,0	14,0	6,0	5,0
кварц*	29,0	23,0	40,5	22,0	30,4	23,5
микропегматит*	0,5	33,0	4,0	-	-	-
биотит*	3,5	0,5	2,0	12,5	1,8	1,3
мусковит*	2,5	5,0	6,0	2,0	1,0	4,0
Рудные	ильменит, пирит, гематит, магнетит	пирит, магнетит	гематит, магнетит	ильменит, магнетит	гематит, магнетит	ильменит, пирит, магнетит, гематит
Акцессорные типичные	алланит, титанит, циркон, гранат, эпидот	эпидот, флюорит	алланит, титанит, эпидот	эпидот	циркон, алланит	алланит, флюорит, апатит, эпидот, гранат
Акцессорные экзотичные	олово, марказит, корунд, фергусонит	марказит, анкилит, десмин, кальцит, корунд	свинец, барит, анкилит, десмин	шеелит	титанит, молибденит, сфалерит, пирит, апатит, эпидот	рутил, турмалин, титанит

* Указаны средние значения.

Петрографически преобладают породы главной фазы (торговский тип), слагающие весь Торговский массив и наблюдающиеся в виде небольших участков в Кефталыкском. Характерно наличие гнейсоватости и присутствие катаклазированных разновидностей. Граниты торгового типа – крупнозернистые, лейкократовые, двуслюдяные микроклин-пертитовые породы с типичной бластогранитовой, порфирированной структурой. Сохраняются участки с гранитовой, гипидиоморфнозернистой, с элементами монцонитовой и пойкилитовой структуры. Сложены граниты микроклин-пертитом и решетчатым микроклином,

плагиоклазом альбитом (Ap_{3-9}) и альбит-олигоклазом (Ap_{11-16}), кварцем, биотитом (редко стильпно-меланом), мусковитом, хлоритом. Акцессорные минералы: алланит, титанит, эпидот, циркон, апатит и гранат.

Граниты кефталыкского типа распространены гораздо меньше (примерно 35 км²) и в основном развиты в пределах только Кефталыкской части массива. Это мелко- и среднезернистые породы интенсивно мусковитизированные (биотит обычно отсутствует), с широко развитой микропегматитовой и гранофировой структурой. Наложенный катаклиз и расщепление подчеркиваются развитием серицита. Наблюдается карбонатизация. Сложены граниты микроклин-пертитом и решетчатым микроклином, плагиоклазом альбитом (Ap_{1-6}) кварцем, мусковитом. Акцессорные минералы: алланит, титанит, эпидот, циркон, апатит и гранат, а также флюорит, турмалин, халькопирит, магнетит, гематит.

Петрохимически породы относятся к семейству гранитов умеренно-щелочного ряда (Na_2O+K_2O от 5 до 9.5). В гранитах Торговского массива содержание SiO_2 варьирует от 72 до 79 мас. % в среднем составляя 74 мас. %. Породы имеют калиево-натриевый тип щелочности (Na_2O/K_2O на уровне 0.7). Коэффициент апаитности достаточно высокий ($K_a=0.8-1$). По содержанию глинозема граниты относятся к высокоглиноземистым ($ASI=0.95-1.14$, $al'=3.5-8$) и являются крайне низкотитанистыми (TiO_2 0.1-0.3).

В нормированных на хондрит C1 спектрах характерно небольшое преобладание LREE величина $(La/Yb)_N$ варьирует незначительно от 2.1, до 6.5. Спектры распределения имеют отрицательный наклон и хорошо проявленный (разнопроявленный) европиевый минимум (Eu/Eu^* от 0.14 до 0.53).

На спайдер-диаграммах (нормированных на гипотетический гранит COX) наблюдается обогащение пород Sr, K, Rb Th, Nb, обеднение P, Ti, Ba, Ta, Zr, Hf, LREE и HREE. В измененных породах отмечается обеднение калием и обогащение ниобием.

Содержание кремнезема в Кефталыкских гранитоидах составляет 70-78 мас. % в среднем 74, величина (Na_2O+K_2O) варьирует от 6 до 9.5. Породы характеризуются калиево-натриевым типом щелочности (Na_2O/K_2O 0.5-1.5). Коэффициент апаитности K_a варьирует от 0.6 до 0.95. По содержанию глинозема граниты относятся к высокоглиноземистым ($ASI=0.9-1.3$, $al'=3-13$) и также являются низкотитанистыми, но с большими вариациями (TiO_2 0.1-1.3.).

Гранитоиды характеризуются невысоким содержанием P3Э. На хондритнормализованных спектрах характерно небольшое преобладание LREE величина $(La/Yb)_N$ от 5.12, до 10.7. Спектры распределения имеют отрицательный наклон и хорошо проявленный европиевый минимум (Eu/Eu^* от 0.07 до 0.40). Общий вид спайдер-диаграмм имеет аналогичный торговскому типу вид.

По субстратной классификации граниты Торговско-Кефталыкского массива относятся к А-гранитам, но имеют ряд специфических черт. Данные по геохимии гранитов можно найти в работах [1-3].

Возраст. Наличие единственного K-Ar определения гранодиорита по породе в целом, равного 525±26 млн лет, давало основание считать Торговско-Кефталыкский массив доордовикским, хотя преобладающая часть датировок находилась в интервале 262–232 млн лет. Полученный нами Rb-Sr изохронный возраст (порода в целом) составил 490±3.3 млн лет ($I_{Sr} = 0.71208±22$ и СКВО = 0.7). U-Pb (SHRIMP-II) данные по единичным зернам циркона из гранитов Торговской части массива определяют возраст на уровне 540 млн лет (541.8±3.7, 543.2±29 млн лет) [4]. Сопоставимый возраст (542.1±4.0, 544.4±5.1 млн лет) имеют цирконы из гранитов южной (Кулемшорской) части массива [4]. На участке, расположенном вблизи минерализованных зон, возраст цирконов составил 514.0±4.6 млн

лет [2], а Rb–Sr данные по валовому изотопному составу показали более молодой возраст, равный 358 ± 7.3 млн лет ($I_{Sr} = 0.71650 \pm 10$, СКВО = 0.4) [5].

Таким образом, совокупность современных изотопных данных убедительно свидетельствует о приуроченности гранитоидов Торговско-Кефталькского массива к границе венда-кембрия. Более молодые возрастные значения (514–490 млн лет), по-видимому, маркируют время изменений гранитоидов, обусловленных альбитизацией и грейзенизацией (или внедрение аляскитовых по типу гранитов именуемых ранее метагранитами), а с возрастом 358 млн лет связан зеленосланцевый метаморфизм.

Sm–Nd изотопные данные характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} , рассчитанными на 540 млн лет. Для гранитоидов Торговской части массива эта величина равна -0.3, а для Кефталькской – -2.7. Отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ указывают на зрелость корового субстрата, участвующего в плавлении. Отличие более глубоких гранитов (торговский тип) от менее глубоких (кефталькский тип) пока не находит объяснения, так как апикальные части более дифференцированы. Отношение Zr/Hf меняется незначительно и составляет для гранитоидов Торговского массива 33.6, а для гранитов Кефталькского массива 29.3. Уменьшение отрицательных значений $\epsilon_{Nd}(t)$ возможно при проявлении процессов контаминации в верхней части магматической камеры.

Граниты формируются в условиях низкотемпературной эвтектики ($t=640-650^\circ\text{C}$) при давлении 1000 атм. Тесная связь с эффузивами, наличие микропегматитовых структур, повышенная степень окисления железа и общая железистость все это свидетельствует о гипабиссальных условиях формирования пород. Совокупность данных позволяет рассматривать изучаемые гранитоиды как продукт кислого магматического очага. Породы, вовлекавшиеся в плавление по изотопно-геохимическим данным коровые. Тип корового источника отражается и в значении коэффициента глиноземистости, имеющего величину больше единицы.

На всех диаграммах, применяемых для реконструкции геодинамической обстановки формирования гранитов, точки составов Торговско-Кефталькского массива (гранитов А-типа) занимают область внутриплитных образований. С учетом имеющихся данных по другим массивам севера Урала, а также возраста пород они относятся к син- и постколлизионным образованиям, часть из них могла формироваться в предрифтогенный этап, заканчивая магматизм доуралид [3].

Литература

1. Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П., Охотников В. Н., Буканов В. В. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л.: Наука, 1972. 195 с.
2. Удоротина О. В., Капитанова В. А., Куликова К. В. // Глубинное строение Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2011 С. 105–130.
3. Калинин Е. П. // Геология севера Урала. Сыктывкар: 1992. С. 61-69. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО Российской АН; Вып. 94).
4. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. Ред. А. Ф. Морозов, О. В. Петров, А. Н. Мельгунов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 274с.
5. Удоротина О. В. // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Том 2. – М.: ГЕОС, 2006. С. 365–368.

**АЛЬМАНДИНОВЫЕ ЭКЛОГИТЫ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)***Н.С. Уляшева*(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nsulasheva@geo.komisc.ru)

Среди глубокометаморфизованных пород марункеуского комплекса встречаются различные эклогиты, амфиболиты, ультрамафиты и гнейсы предположительно раннедокембрийского возраста. Вопросы генезиса пород (первичный состав, условия образования протолитов и последующие метаморфические изменения) остаются спорными или не решенными. Для определения условий образования метаморфитов изучены алмандиновые эклогиты, распространенные в южной части комплекса в пределах хребта Марункеу, образующие пластообразные и линзообразной формы тела субмеридиального простирания и по составу схожие с базальтами [1].

Алмандиновые эклогиты имеют массивную текстуру, гранонематобластовую порфиробластовую структуру и состоят из моноклинного пироксена – омфацита (40–45%), граната – алмандина (40–55%), амфибола (0–10%), кварца (1–5%) и рутила (1–2 %). Содержание кремнезема в породах варьирует от 42 до 58 % и по диаграмме TAS [2] эклогиты соответствуют базальтам и андезито-базальтам нормальной щелочности толеитовой серии [3]. Метабазиты являются низко- и умеренноглиноземистыми натриевыми образованиями.

По идентификационным диаграммам [4, 5, 6] протолиты эклогитов схожи с базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов, частично с толеитами островных дуг (рис. 1). Содержания редкоземельных элементов, нормированных относительно хондрита, образуют пологий спектр, т. е. породы одинаково обогащены легкими и тяжелыми элементами в 6–8 раз выше хондритовых (рис. 2). Подобную характеристику составов имеют также океанические базальты и ранние островодужные толеиты [7].

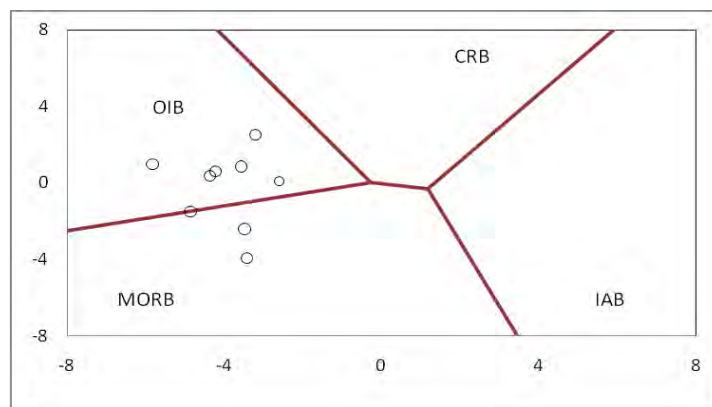


Рис. 1. Распределение точек составов алмандиновых эклогитов на идентификационной диаграмме [6].

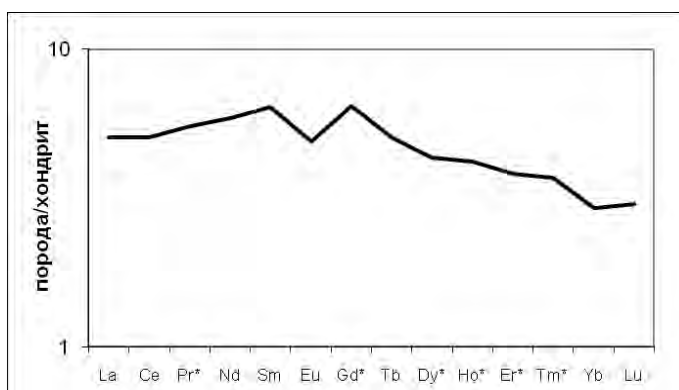


Рис. 2. Содержания редкоземельных элементов в альмандиновых эклогитах, нормированных относительно хондрита.

Пироксен (омфацит) в породе представлен короткопризматическими зернами светло-зеленой окраски размером до 1 мм. Содержание жадеитового компонента колеблется от 22 до 30 %. Гранат имеет идиоморфные светло-розовые зерна размером до 0,5 мм и нередко образует скопления между зернами омфацита. Амфибол образует порфиробласты зеленой окраски, часто с многочисленными включениями пироксена, граната, кварца и рутила. Этот минерал является вторичным по отношению к остальным.

Для определения температурных условий образования эклогитов мы воспользовались гранат-клинопироксеновыми геотермометрами [8, 9, 10] и программой TPF (А. Н. Конилов, А. А. Графчиков, Институт экспериментальной минералогии, Черноголовка). Температура образования эклогитов соответствует 700–850⁰. Для установления значений давления был применен пироксен-альбит-кварцевый барометр А. Л. Перчука [11]. В отсутствие плагиоклаза этот барометр показывает минимальные значения давления образования пород, которые в изучаемых нами эклогитах соответствуют 12–16 кбар.

Таким образом, протолитом эклогитов являются толеитовые базальты океанической коры или ранних островодужных образований, которые со временем были вовлечены в зону высоких давлений и температур эклогитовой фации, скорее всего в процессе субдукции.

Работа выполнена при частичной поддержке программы фундаментальных исследований РАН № 12-И-5-2022 и молодежного проекта УрО РАН № 11-5-НП-43.

Литература

1. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
2. Middlemost E. A. K. // *Earth-Sciences Reviews*, № 37, 1985. P. 215–224.
3. Miyashiro A. // *American Journal of Science*, № 274, 1974. P. 321–355.
4. Mullen E. D. // *Earth and Planetary Science Letters*, № 62, 1983. P. 53–62.
5. Pearce J. A., Cann J. R. (1973). // *Earth and Planetary Science Letters* № 19, 1973. P. 290–300.
6. Verma S. P., Agrawal S. // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 28, № 1, 2011, P. 24–44.
7. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
8. Ellis D. J., Green D. H. // *Contr. Miner. and Petrol.*, V.71, 1979. P.13–22.
9. Krogh E. J. // *Contrib. Mineral and Petrol.*, V.99, N.1, 1988. P.44–48.
10. Salvinskiy V. V. // *Problems of metamorphism in the Precambrian*, 1980. P. 87–104.
11. Перчук А. Л. // *Доклады АН СССР*. 324. С. 1189–1286.

**РОЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ И ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕЛ
ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА***А.М. Федоров, В.А. Макрыгина*(Институт геохимии СО РАН, Иркутск, sashaf@igc.irk.ru)

В рифейском чехле Гарганской глыбы Восточного Саяна открыто месторождение Бурал-Сарьдаг и ряд рудопроявлений сверхчистых кварцитов, являющихся ценным сырьем для солнечной энергетики. Они входят в кремнисто-карбонатный горизонт иркутной свиты, которая вместе с уртагольской перекрывает фундамент Гарганской глыбы с U-Pb возрастом 2727 ± 6 млрд. лет [1]. Он сложен гнейсами, гнейсо-гранитами, амфиболитами, степень метаморфизма которых достигает гранулитовой фации, и мигматитами (2611 ± 11 млрд лет). По составу большая часть пород фундамента сопоставима с ТТГА. Вскрытая часть фундамента разбита разломами и местами интенсивно катаклазирована и милонитизирована.

Нижняя продуктивная на высокочистые кварциты пачка чехла сложена рифейскими сланцево-карбонат-кварцитовыми образованиями иркутной (монгошинской) свиты. Отложения иркутной свиты развиты в северном и северо-западном обрамлении ядра глыбы и перекрываются терригенно-осадочными породами уртагольской свиты. Обе свиты метаморфизованы в серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. На метатерригенные породы чехла обдуцированы верхнерифейские офиолиты преддугового бассейна Дунжугурской островной дуги. Они обрамляют Гарганскую глыбу с запада, северо-запада, северо-востока и юго-востока и представляют фрагменты эродированного аллохтона. [2]. Полный разрез офиолитовой ассоциации обнаружен только на Дунжугурском участке (рис. 1). Ультрабазитовый комплекс представлен гарцбургитами и дунитами с линзами хромитов. Комплекс расслоенных интрузий выполнен ортопироксенсодержащими породами, в основном вебстеритами, ортопироксенитами, габбро-норитами, норитами. Дайковый комплекс сложен массивными зеленоватыми диабазами. Вулканический комплекс представлен различными гиалокластитовыми брекчиями, массивными и шаровыми лавами [3]. Остатки пластин офиолитов серпентинизированы, а у подошвы часто оталькованы. К юго-западу от месторождения Бурал-Сарьдаг породы иркутной свиты прорываются плагиогранитами Гарганского плутона (790 млн лет), относящегося к сумсунурскому комплексу тоналит-трондьемитового типа.

При изучении кварцитов Восточносаянской кварцитоносной провинции (рис. 1) были проанализированы все основные разновидности кварцитов, развитых в пределах площади месторождения Бурал-Сарьдаг, участков Урдагарганский и Урунгэнурский. Практически все аналитические работы, за исключением внешнего контроля, по Восточносаянским кварцитам проводились в Институте геохимии СО РАН им. А.П.Виноградова (РФА, ИСП-МС, АЭСА).

По содержанию петрогенных, редких и редкоземельных элементов кварциты месторождения Бурал-Сарьдаг очень четко можно разделить на две группы. К первой группе относятся черные и темно-серые кремневидные кварциты, отличающиеся низкими содержаниями *породообразующих* (таблица 1) и *редких и редкоземельных элементов* (рис. 2) и в целом сопоставимые по этим элементам с осветленными кварцитами и даже «суперкварцитами». Черные и темно-серые кремневидные кварциты, осветленные (светло-серые и серые кварциты) и «суперкварциты» по сходным геохимическим признакам резонно объединить под названием продуктивной толщи или продуктивных пластовых тел.

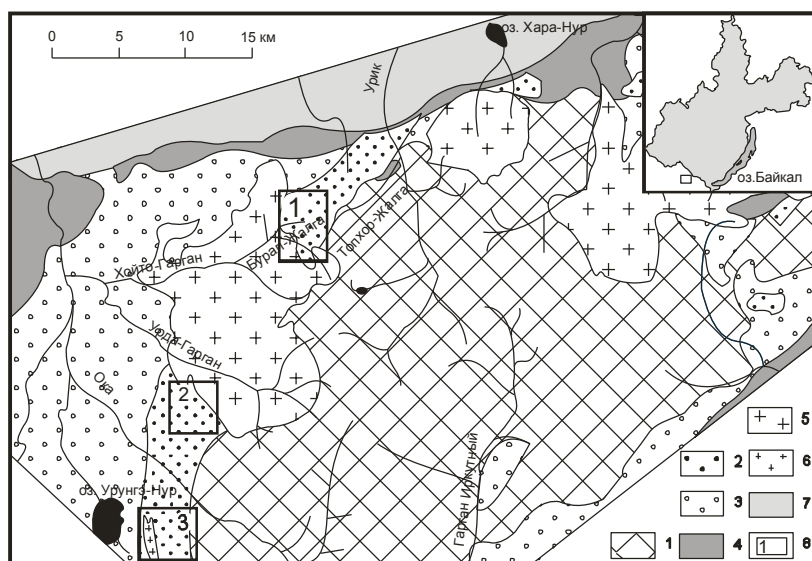


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Тувино-Монгольского массива: 1 – фундамент Гарганской глыбы (Ar-PR₁); 2 – поля распространения осветленных кварцитов иркутской и уртагольской свиты, средний–верхний рифей; 3 – чехол Гарганской глыбы: иркутская и уртагольская свиты, средний–верхний рифей; 4 – офиолитовый комплекс нерасчлненный, R₃; 5 – гранитоиды сумсунурского комплекса, R₃; 6 – гранитоиды мункусардыкского комплекса, PZ; 7 – чехол Тувино-Монгольского массива, венд-палеозой; 8 – границы участков и их номера: 1 – Буралсарьдагский, 2 – Урдагарганский, 3 – Урунгэнурский.

Ко второй группе относятся кварциты, пространственно тяготеющие к контакту с интрузией сумсунурского комплекса (приконтактовые), в которых содержание *петрогенных и редких элементов* выше, чем в черных кремневидных кварцитах пластовых тел по Mn, Fe, Ca, Na, K, B и Zr в 10-20 раз, по Ti, Li, Sc, Sr и Ba в 20-30 раз, по Al, V, Rb, Cs около двух порядков. В среднем содержание суммы *петрогенных* элементов в черных приконтактовых кварцитах более чем в 30 раз выше, чем в черных и темно-серых кварцитах пластовых продуктивных тел месторождения Бурал-Сарьдаг.

Также четко отличаются кварциты месторождения Бурал-Сарьдаг по содержанию *редкоземельных элементов (РЗЭ)* (рис. 2). Наименьшее содержание РЗЭ наблюдается в «суперкварцитах» и затем увеличивается в светло-серых (более, чем в 5 раз) и черных приконтактовых кварцитах (в 10–15 раз). При этом кривые распределения нормированных содержаний РЗЭ практически параллельны. Такое поведение РЗЭ говорит о генетической родственности всех типов кварцитов на месторождении.

Характерной особенностью кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг является отчетливый Eu минимум, появление которого нетипично для метаморфизованных хомогенно-осадочных пород и объясняется поздним наложенным влиянием гранитоидных интрузий поздних фаз дифференциации [4].

«Силициты» Урунгэнурского участка в геохимическом отношении представляют собой довольно чистые хомогенно-осадочные породы. Основными элементами-примесями в них являются Mg, Ca и Fe в карбонатной составляющей породы, Al и K в слюдах. Кроме того, «силициты» по геохимическим признакам четко подразделяются на две группы. Первую группу составляют исходные «силициты», развитые на удалении от выхода гранитоидов и характеризующиеся очень низкими содержаниями примесей, а вторые – вблизи от интрузивов (приконтактовые) с повышенными содержаниями практически всех

породообразующих, редких и редкоземельных элементов. Таким образом, новые геохимические данные опровергают гипотезу очистки кварцитов под воздействием гранитоидов [5] или чужеродных растворов [6]; напротив, все приконтактовые разности кварцитов заражены гранитофильными элементами.

Авторы предлагают новую модель формирования месторождения, которая заключается в том, что осветленные кварциты и «суперкварциты» сформировались в ходе динамотермально-метасоматических преобразований исходных первичных кремнисто-карбонатных пород иркутской свиты («силицитов») под действием продвигающегося по ним офиолитового покрова.

Таблица

Содержание главных элементов в кварцитах месторождения Бурал-Сарьдаг (ppm).

	Al	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	B	Сумма
"Суперкварциты" (39) *	30,5	4,44	28,36	0,61	27,4	6,63	8,6	35,8	1,49	1,01	145
Светло-серые кварциты (45)	81,8	3,36	59	0,46	19,3	12,35	9,03	73,7	2,75	1,82	263,6
Черные пластовые кварциты (13)	72,8	12,17	101	0,45	35,2	7,70	11,3	163	1,32	1,52	406,6
"Песчанистые" кварциты(5)	76,3	6,47	480	0,38	47,5	15,83	10,2	91,5	3,48	2,62	734.
Светло-серые и серые кварциты (6)	342,	109	2060	5	226	20	12,6	111	19,3	3,84	2909
Черные приконтактовые кварциты (4)	7318	378	1488	4,10	210	109	198	3242	2,21	25,6	12975

Примечания: Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П.Виноградова методом ИСП МС - аналитики Ю.В. Сокольниковой, и АЭСА - аналитик И.Е. Васильева. * - кол. проб.

Высокий градиент давлений и отчасти температур (стресс-метаморфизм) приводит к мобилизации собственной флюидной составляющей исходных кремнистых пород и к ее миграции по разломным и ослабленным зонам в область пониженных температур и давлений. В результате этого, в верхней части разреза, подвергшейся максимальному термо-динамическому воздействию, происходила очистка кварцевого субстрата и его перекристаллизация с увеличением размеров и приобретением специфической субпараллельной ориентировки зёрен кварца. Участки кремнистой толщи, находящиеся на удалении от тектонического контакта, подверглись меньшему динамическому воздействию, вследствие чего они испытали перекристаллизацию в меньшей степени, и зачастую становятся областью разгрузки для элементов-примесей из вышележащих толщ. Снижение степени преобразования кварцитов при удалении от плоскости надвига, подтверждает отделение флюидов из самих пород и отсутствие притока эндогенных флюидов, как и отсутствие привноса чужеродного вещества. Осветление кварцитов в этой области произошло за счет выноса полностью или частично лишь пигментирующего углистого вещества.

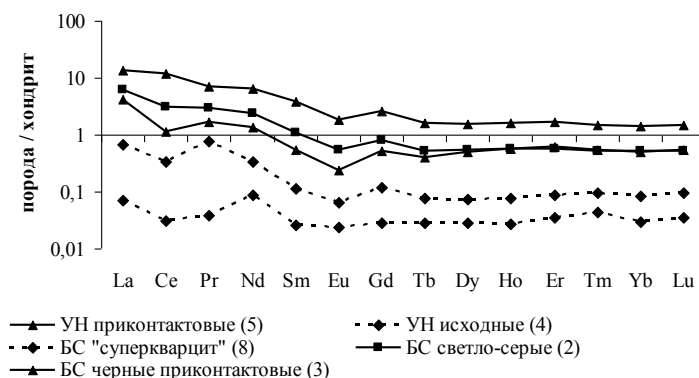


Рис. 2. Средние содержания редкоземельных элементов для кварцитов Окинско-Урикской кварцитоносной зоны. Примечания: УН – участок Урунгэнурский, БС – участок Буралсарьдагский. Цифры в скобках – количество проб. Нормировано по [7].

Метасоматические изменения кварцитов проходили в несколько этапов. Часть исходно чистых кварцитов толщ, расположенных в непосредственном контакте с гранитоидами, испытали загрязнение. Очистка кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг происходила в процессе коллапса обдукционного режима в результате всплывания Гарганской глыбы и последовавшего за этим гравитационного оползания пород офиолитового комплекса с чехла глыбы. Это подтверждается широким развитием катаклазитов и милонитов в поверхностной части фундамента глыбы, зеркалами скольжения в ее чехле и оталькованием подошвы офиолитовых пластин, а также расположением сверхчистых кварцитов в верхних частях рельефа в виде пологозалегающих пластовых метасоматических тел.

Литература

1. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б. и др. // Изотопные системы и время геологических процессов (мат-лы IV Российск. конф. по изотопной геохронологии). - СПб: ИГГД РАН, 2009. - Т.1. - С. 34-35.
2. Складов Е.В., Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. - 1987. - № 2. - С. 3-14.
3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. - М.: ПРОБЕЛ-2000. - 2004. - 192 с.
4. Федоров А.М., Макрыгина В.А., Будяк А.Е., Непомнящих А.И. // Докл. АН. - 2012. - Т. 442, № 2. - С. 244-249.
5. И.И. Воробьев [и др.] // Докл. РАН. - 2003. - Т. 390, № 2. - С. 219-223.
6. Быдтаева Н.Г., Киселева Р.А., Яшин В.Н. // Кварц. Кремнезем.: Материалы Междунар. Семинара. - Сыктывкар: Геопринт. - 2004. - С.185-187.
7. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 1978. - V. 42. - P. 1199-1212.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ КАЛИЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОЙ КАМЧАТКИ

П.И. Федоров

(Геологический институт РАН, Москва, pi_fedorov@mail.ru)

Проблема происхождения шошонитовых вулканических серий для геодинамических режимов островных дуг и активных континентальных окраин определяется в первую очередь их специфическими вещественными характеристиками и редким развитием по сравнению с типичными для данных обстановок известково-щелочными сериями пород.

Проявления позднемелового калиевого (шошонитового) вулканизма в пределах Северной Камчатки известны в составе вулканогенно-осадочных образований Ачайваям-Валагинской дуги [1, 2].

В Олюторской зоне пикритобазальты и базальты шошонитовой серии приурочены к верхним горизонтам ачайваямской свиты [3]. Они известны в районе горы Алвап, оз. Красного, бухты Северная Глубокая. Указанные породы, как правило, имеют глыбовую отдельность. Мощность потоков варьирует, но в среднем не превышает 15-20 м. Структура базальтоидов резко порфировая и мегапорфировая. Вкрапленники в пикритобазальтах представлены клинопироксеном ($Wo_{46,4-48,0}En_{39,9-46,9}Fs_{5,3-13,1}$), оливином (Fo_{91-83}), реже отмечаются выделения хромшпинелидов (хромпикотитов с $TiO_2=0,59-0,62\%$, $Al_2O_3=8,1-13,1\%$, $Cr_2O_3=47,2-51,1$). В базальтах фенокристы образованы клинопироксеном ($Wo_{46,1-46,6}En_{42,9-43,5}Fs_{9,8-10,5}$) и плагиоклазами (An_{62-58}). Основная масса базальтов сложена лейстами плагиоклаза (An_{38-35}), мелкими зернами железистых салитов и тонкодисперсными выделениями рудных минералов.

На Камчатском перешейке образования шошонитовой серии известны в составе эффузивно-туфового комплекса ирунейской серии, где они образуют лавовые потоки высококальциевых андезитобазальтов и субинтрузивные тела эссекситов и шонкинитов. Породы обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены клинопироксенами ($Wo_{47,1-47,6}En_{40,9-43,5}Fs_{11,8-12,5}$) и плагиоклазами, в различной степени сосюритизированными. В основной массе отмечаются клинопироксены, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, биотит и рудные минералы.

Все исследованные породы характеризуются высокими концентрациями K_2O (1,9-4,3%) и соотношениями K_2O/Na_2O составляющими более 1. На классификационных диаграммах (K_2O-SiO_2 , TAS и др.) фигуративные точки составов пород в основном располагаются в поле субщелочной абсарокит-шошонит-банакитовой серии, за исключением части образцов перешейка Камчатки, относящихся к высококальциевой известково-щелочной серии. Для всех пород в целом характерен низкий уровень содержания высокозарядных литофильных элементов при значительном обогащении элементами с большим ионным радиусом ($HFSE < LILE$). Спайдерграммы распределения редких и редкоземельных элементов в вулканических породах пояса в целом характерны для надсубдукционных вулканических серий островных дуг и активных континентальных окраин. Наблюдаются минимумы по Ba, Th, Ta и Nb, а также максимум по Sr. Изотопные отношения $\epsilon Nd(T)=8,2-9,7$ и $^{87}Sr/^{86}Sr=0,70316-0,70371$ свидетельствуют об отсутствии существенной контаминации магм коровым материалом, обогащенным радиогенным Nd и Sr.

Оценка реализации процессов кристаллизационной дифференциации при формировании шошонитовой серии пород из исходных пикритовых магм дает положительные результаты.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00163а

Литература

1. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58-66.
2. Федоров П.И. // Геохимия. 1988. № 11. С. 1627-1637.
3. Федоров П.И., Казимиров А.Д. // Докл. АН СССР. 1989. Т.306. № 2. С.456-460.

ТИКШЕОЗЕРСКИЙ МАССИВ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ): НОВЫЕ Sm-Nd и Rb-Sr ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Н.А. Француз¹, Т.Б. Баянова², П.А. Серов², Д.В. Елизаров²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, nfrantz@mail.ru;

²Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru)

Характерной особенностью большинства щелочных массивов Карело-Кольского региона является полифазность, однако отдельные крупные массивы могут являться одновременно полифазными и полиформационными образованиями [1]. Тикшеозерский массив, расположенный в Северной Карелии на берегу одноименного озера, также считается интрузией полиформационного типа, включающей породы различных магматических серий (ультрабазитовой, расслоенной ультрамафит-мафитовой и фойдолит-карбонатитовой) [2].

Исследования Тикшеозерского массива последних лет были в основном посвящены изучению самых молодых, по геологическому положению, пород Тикшеозерского массива - карбонатитов. Датирование карбонатитов различными методами постепенно сходится к одному наиболее точному на сегодняшний день возрасту этих пород, равному 1.99 млрд. лет [3,4]. Однако не менее интересной остается проблема возраста ультрабазитовой и ультрамафит-мафитовой серий, а также происхождения всех слагающих массив серий пород.

Были получены новые данные по изотопным Sm-Nd и Rb-Sr систематикам различных по составу и происхождению пород Тикшеозерского массива: оливините, пироксенитах, габбро, тералите, фойдолитах, оливинном мельтейгит-порфире и карбонатите.

Концентрации Nd в породах массива варьируют в широких пределах (табл.). Максимальные значения соответствуют карбонатитам - 183,25 ppm, в фойдолитах и пироксенитах количество Nd меняется от 88,69 до 29,31 ppm, что отражает для этих пород отсутствие сильной контаминации коровым веществом. Обращает на себя внимание низкое содержание Nd в габбро (Nd= 12,94 ppm) и повышенное в тералитах - 101,97 ppm, что может свидетельствовать о гибридном происхождении последних. Минимальное значение содержания Nd, равное 0,51 ppm, было определено в оливинитах.

Изотопный Sm-Nd возраст для ультращелочных и щелочных пород массива равен 1905 ± 110 млн. лет (рис. 1а) и в пределах ошибок измерения равен U-Pb возрасту по бадделиту и циркону, равному 1999 ± 5 млн. лет [4]. Изохронный Sm-Nd возраст полученный по породообразующим и акцессорным минералам и породам (сульфиду, амфиболу, флогопиту и карбонату) равен 1764 ± 41 млн. лет (рис. 1б). Также получен новый изохронный Rb-Sr возраст по флогопиту и породам (ийолит, якупиранит и пироксенит), равный 1771 ± 32 млн. лет (рис. 1в). Эти новые возрастные данные, равные 1.77-1.76 млрд. лет, отражают возраст свекофенского метаморфизма, наложенного на породы массива и широко развитого в пределах Карело-Кольского региона [2].

Приведенные новые изотопные Sm-Nd, Rb-Sr, ϵ_{Nd} и I_{Sr} данные в совокупности с геологическими, петрографическими и геохимическими данными [2, 5] дают возможность предположить следующую последовательность геологических событий при формировании Тикшеозерского массива: **1** - образование ультрабазитов Тикшеозерского массива, возможно, происходило в отдельную, на что указывают геологические данные [2], более древнюю стадию становления массива; **2** - на рубеже около 2.0 млрд. лет происходило внедрение крупного ультрамафит-мафитового комплекса пород Тикшеозерского массива, в этот же период времени происходило внедрение комплекса фойдолитов, карбонатитов и даек оливинных мельтейгит-порфиров; **3** - метаморфические процессы периода 1,7 млрд.

лет воздействовали на породы массива, что отразилось в нарушении Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в породообразующих минералах и породах массива.

Таблица

Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные для пород Тикшеозерского массива

№ обр.	порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	err	ϵNd
144/12	карбонатит	28,456	183,247	0,093883	0,511172	45	-2,22
21-2	оливиновый мельтейгит- порфир	11,416	72,598	0,09506	0,511418	9	2,30
25-1	мельтейгит	13,705	76,939	0,107682	0,511552	22	1,67
24-1	тералит	15,687	101,969	0,093001	0,51137	16	1,72
23-1	габбро	1,865	12,939	0,087123	0,511284	32	1,89
26-1	пироксенит	11,85	61,545	0,116397	0,511659	13	1,52
215	пироксенит	8,73	43,367	0,121695	0,511728	32	1,51
170/25.7	якупирангит	15,041	88,691	0,102521	0,511462	29	1,24
171/61.9	ийолит	7,124	38,495	0,111870	0,511591	48	1,36
171/41.5	пироксенит	5,882	29,306	0,121342	0,511719	10	1,42
165/100	оливинит	0,102	0,509	0,120869	0,511980	33	6,66
169	карбонат	14,521	73,046	0,120175	0,511667	15	
169	флогопит	1,602	13,137	0,073738	0,511132	19	
№ обр.	порода	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	err	ISr
144/12	карбонатит	1,41	5267,04	0,000773	0,7027	46	0,7025±3
21-2	оливиновый мельтейгит- порфир	51,069	1034,3	0,142925	0,70569	45	0,7022±2
25-1	мельтейгит	15,179	995,24	0,044067	0,70447	47	0,7034±3
23-1	тералит	32,802	3151,4	0,029967	0,70378	46	0,7030±3
24-1	габбро	19,905	1787,48	0,032229	0,70411	43	0,7033±2
21-5	пироксенит	35,111	586,846	0,173236	0,70729	54	0,7030±3
26-1	пироксенит	4,547	274,348	0,047971	0,70466	62	0,7035±4
169	флогопит	373,87	62,0	18,361910	1,17177	10	0,7044±2

Значение величин ϵNd для пород Тикшеозерского массива в целом находятся в интервале от +6.66 до -2.22 и отражают вклад двух резервуаров – обедненной (DM) и обогащенной (EM) мантий. Максимальное значение, равное +6.6 соответствует оливиниту. На диаграмме $\text{ISr}-\epsilon\text{Nd}$ фигуративные точки пород ультрамафит-мафитовой и фойдолит-карбонатитовой серий образуют тренды, показывающие смешение, по крайней мере, двух деплетированных мантийных источников. Значение +2.3 соответствует оливиновому мельтейгит-порфиру, состав которого принят за модельный состав исходной магмы фойдолит-карбонатитового комплекса [5].

Полученные новые изотопные данные по силикатным породам Тикшеозерского массива в совокупности с изотопными данными по карбонатитам массива [6] отражают полихронно-полигенный характер эволюции становления Тикшеозерского массива, включающей участие обогащенной мантии, обедненной мантии, а также механизма смешения магм.

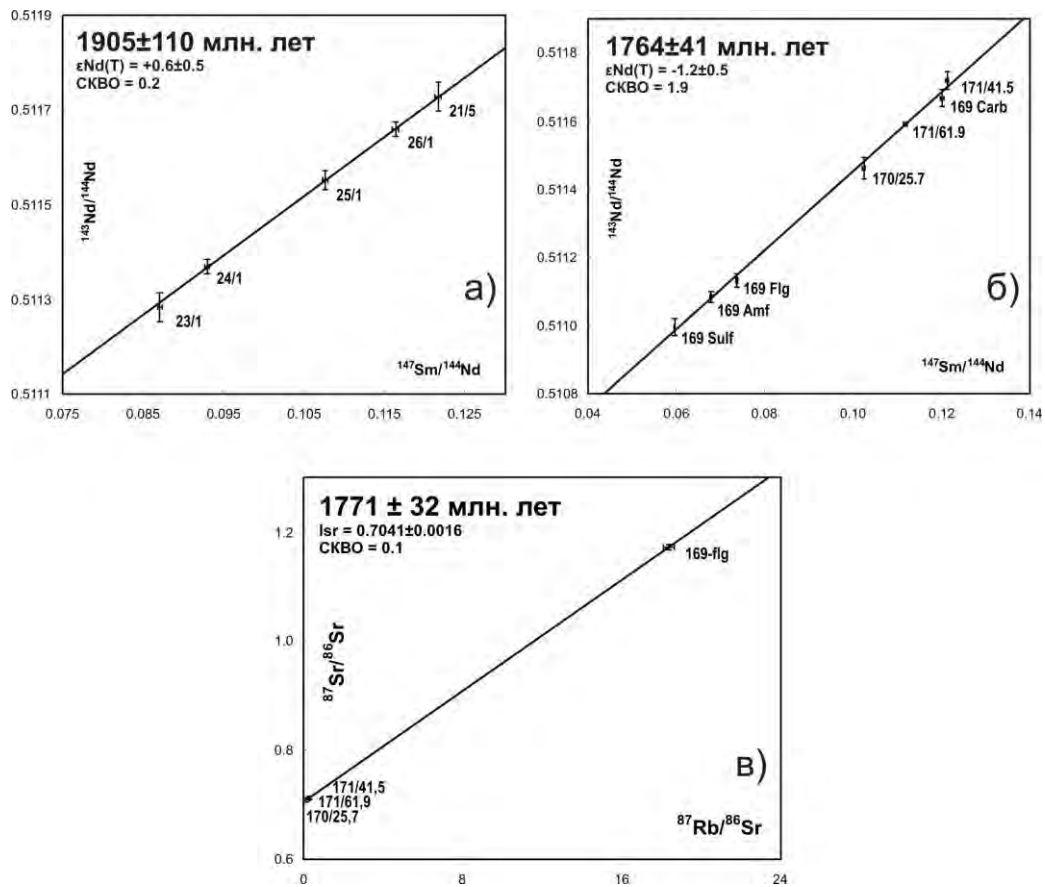


Рис. Изотопные Sm-Nd (а, б) и Rb-Sr (в) изохроны по породам Тикшеозерского массива

Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan - MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием ренийевых и танталовых лент. Погрешность изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.512088 ± 14 не превышает 0.003 % (2 σ). Такая же погрешность была получена при измерении 100 параллельных анализов японского стандарта JNd₁=0.512066 ± 15. Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ соотношениях составляет 0.3 % (2 σ) – среднее значение из семи измерений в стандарте BCR. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm – 0.06 нг. Все измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd₁=0.512068. Изотопный состав Sr и определение содержаний Rb и Sr проводили на масс-спектрометре МИ-1201-Г в одноленточном режиме на танталовых лентах. На ленты подготовленные пробы наносились в нитратной форме. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к величине, рекомендованной NBS SRM-987, равной 0,71034 ± 0,00026. Погрешности изотопного состава (95%-ный доверительный интервал) Sr не превышают 0,04%, определения Rb-Sr отношений – 1,5%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Rb равно 2,5 нг и по Sr – 1,2 нг. Расчеты параметров изохрон проводились с использованием программы ISOPLOT/EX [7].

Литература

1. Арзамасцев и др. // Петрология. 2006, Т. 14, N 4, С. 384-414.
2. Кащеева Н. А. (Францц Н. А.) // Материалы конференции «Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России» / Под ред. А. И. Голубева Петрозаводск, 2000.
3. Родионов и др. // Тезисы международной конференции «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма» / <http://alkaline.web.ru>, 2011
4. Corfu et. al. // Central European Journal of Geosciences, 2011, V.3, N.3, P.302-308.
5. Францц Н.А. // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2006, Вып. 3, С. 61-66.
6. Беляцкий и др. // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М: ГЕОС, 2000. С.63-65.
7. Ludwig K. R. // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 4. 2008. 78 p.

**ГРАНИТИЗАЦИЯ И МЕТАСОМАТОЗ В МЕТАБАЗИТАХ БЕЛОМОРЬЯ.
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ.**

Л. И. Ходоревская

(Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Khodorevskaya@mail.ru)

Исследования последних десятилетий [1, 2] показали, что системы типа NaCl-H₂O с низкой активностью H₂O могут служить эффективными агентами гранитизации метаморфических толщ, а также участвовать в переносе и переотложении петрогенных элементов, формирующих сопутствующие гранитизации меланократовые проявления (базификаты). Экспериментальные исследования взаимодействия флюидов NaCl-H₂O с метабазитами практически отсутствуют. В настоящей работе представлены результаты изучения составов расплавов, минералов и флюидной фазы, полученных в опытах, воспроизводящих взаимодействие амфиболитов с растворами NaCl, в которых Хсоли менялась от 0 до 1.

Техника и методика экспериментов. Опыты проводились при 900°C и давлении 5 - 7 кбар на установке высокого газового давления с внутренним нагревом по ампульной закалочной методике. Исходным материалом служил тонкоизмельченные амфиболит (*Amph_{исх.}*), состоящий из плагиоклаза (*An₄₆*) ≈ 25-30 мас. %, и амфибола (паргасит) ≈ 70 мас. %. Состав плагиоклаза: SiO₂ - 56.61, TiO₂ - 0.04, Al₂O₃ - 26.51, CaO - 9.46, Na₂O - 6.40, K₂O - 0.08, сумма - 99.10 мас. %. Состав амфибола: SiO₂ - 40.80, TiO₂ - 2.17, Al₂O₃ - 11.47, FeO - 17.22, MnO - 0.19, MgO - 9.57, CaO - 11.25, Na₂O - 2.62, K₂O - 1.46, Cl - 0.80, H₂O - потери при прокаливании - 1.8, сумма - 99.35 мас. %.

В вертикально расположенную ампулу (5 мм диаметром и 50 мм высотой) засыпалась навеска исходного амфиболита (обычно 25- 40 мг), навеска NaCl (х.ч.) и заливалась дистиллированная вода. Соотношение (навеска амфиболита)/ (NaCl+H₂O) варьировало от 1/2 до 1/10. Ампулы заваривались, хорошо встряхивались для более равномерного распределения соль-вода-порода в ампуле, выдерживались в режиме опытов и закачивались. Все эксперименты проводились в золотых ампулах с тем, чтобы избежать потерь железа в стенки ампул. Фугитивность кислорода f_{O_2} не контролировалась, принималось, что в опытах f_{O_2} близка к буферу Ni-NiO [3]. Продолжительность экспериментов – от 4 до 7 дней. После опытов составы минеральных фаз, расплавов и закалочных стекол, отмеченных в амфиболите, изучались методом локального рентгеноспектрального микроанализа с применением растрового электронного микроскопа «CamScan MV 2300», оснащенного энергодисперсионным рентгеновским спектрометром с полупроводниковым Si(Li) детектором с программным обеспечением «INCA Energy». Изображения поверхности исследуемых образцов получены с применением детектора вторичных электронов.

Результаты экспериментов. После опытов в амфиболите отмечалось появление расплава (*Gl*), который в небольших количествах образовывался по краям и по трещинам амфиболов (рис. 1). Плагиоклаз практически не отмечался, редкие клинопироксены появлялись в результате взаимодействия амфиболита с чистой H₂O и разбавленными (1 -5 мас. % соли) растворами. Увеличение концентрации NaCl в исходном растворе приводит к расширению поля устойчивости амфибола, поэтому в высококонцентрированных растворах, рассолах и расплавах солей клинопироксен не образуется. Кроме минеральных фаз и расплава (*Gl*) после опытов отмечались отдельные, хорошо выраженные шарики размером от 20 до 80-250 мкм, представляющие собой флюидную фазу (*Fl*), которая осаждается при закалке (рис. 1). Составы расплавов (*Gl*) в опытах практически полностью идентичны составам

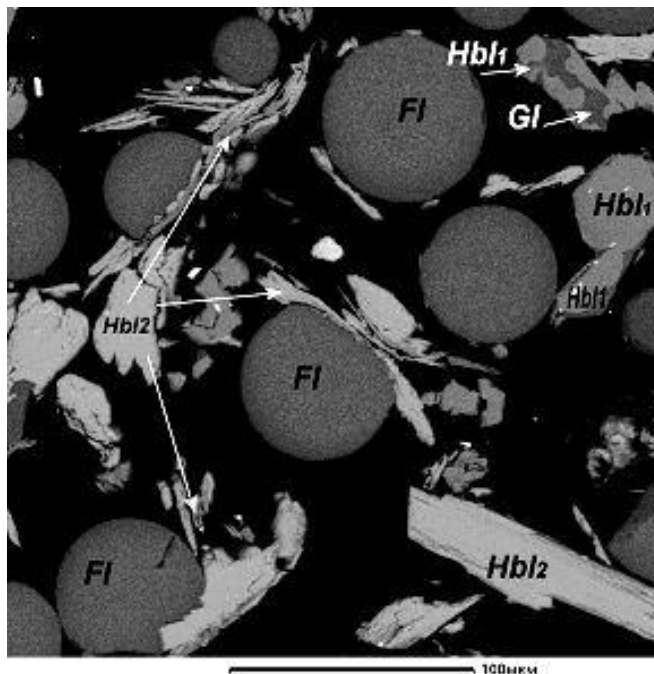


Рис. 1. Образец после опыта, проведенного при 7 кбар: круглые шарики – закалочный расплав (FI), магниевые (Hbl₁) и железистые (Hbl₂) кристаллы амфиболов, расплав Gl в амфиболов Hbl₁.

закалочных фаз (FI) и отвечают значениям $\text{SiO}_2 = 60-62$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 23-25$ %, $\text{Na}_2\text{O} = 11$ %, $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}) = 5$ %, $\text{K}_2\text{O} = 0,6$ %. Расплавы являются кварц нормативными, и только введение в систему флюидной фазы с $X_{\text{NaCl}} > 0.5$ определяет образование нефелин нормативных составов расплавов. Полученные расплавы отличаются несколько более низким содержанием SiO_2 по сравнению с расплавами, полученными при дегидратационном плавлении амфиболитов (без флюидной фазы) [3 - 5 и др.]. Концентрации хлора в (Gl) и (FI) возрастают от 0.4 до 1.5 мас.% с увеличением X_{NaCl} во флюидной фазе от 0.1 до 0.47, при этом pH закалочного флюида возрастает до 8-9, т.е., сопутствующий расплаву (Gl) флюид характеризуется повышенной щелочностью. Идентичность составов расплавов (Gl) и (FI) свидетельствует о том, что при параметрах 5-7 кбар и 900°C мы находимся вблизи однофазной области, т.е., в области критической кривой расплав-флюид. В начальную стадию расслоения, связанную с закалкой опытов, происходит расслоение флюида на кварц нормативный расплав (Gl) и флюид. Состав последнего близок к закалочному расплаву (FI).

Минеральные фазы. При давлении 5 кбар в присутствии флюидов с $X_{\text{NaCl}} < 0.54$, исходный амфибол – паргасит - приобретал зональность с железистой - центральной частью и магниевая - по краям. Изменение железистости в краях паргаситов происходит от значений $X_{\text{Fe}} = 0.35$ до $X_{\text{Fe}} = 0.10$. В этих образцах, всегда отмечалась железосодержащая фаза - магнетит (Mag) или титаномагнетит в виде скоплений хорошо ограненных минералов среди амфиболов, либо в форме мельчайших кристаллов в микротрещинах амфиболов. Очевидно при 900°C и давлении 5 кбар с краев амфибола происходит преимущественный вынос Fe относительно Mg согласно реакции $(\text{Mg,Fe})\text{Hbl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow (\text{Mg})\text{Hbl} + \text{Fe}(\text{Sol}) \rightarrow (\text{Mg})\text{Hbl} + \text{Mag}$, где Fe(Sol) – комплексы Fe во флюиде. Вынесенное железо переосаждается

в виде магнетита или титаномагнетита. Основная реакция взаимодействия амфиболита с H_2O и $H_2O-NaCl$ флюидами при 5 кбар выражается как: $Amph_{исх.} + (H_2O-NaCl) \rightarrow Hbl_1 + Gl + Crx + Ox.Fe + Pl$. С увеличением концентрации соли в исходном флюиде ($X_{NaCl} > 0.54$) зональность амфибола исчезает, клинопироксен, магнетит и титаномагнетит не образуются.

При давлении 7 кбар исходные паргаситы Hbl не сохранялись, распались на высокомагнезиальные паргаситы Hbl_1 с $X_{Fe} = 0.1$, которые с понижением $T-P$ параметров переходят в тремолит, и высокожелезистые гастингситы Hbl_2 с $X_{Fe} = 0.8 - 0.9$. В Hbl_1 хлор не отмечался, в состав Hbl_2 входит хлор до 0.3 мас.%. Основная реакция взаимодействия амфиболита с флюидом при 7 кбар может быть представлена как: $Amph_{исх.} + (H_2O-NaCl) \rightarrow Hbl_1 + Hbl_2 + Gl + Crx + Pl \pm Ox.Fe$.

По предварительным данным во всех амфиболах, наблюдаемых в экспериментах, с ростом концентрации $NaCl$ происходит увеличение атомов Na в позиции A , Al и Fe^{3+} в позиции T [6], т.е. проявляется широко распространенный тип изоморфизма $Ca + (Mg, Fe^{2+}) \rightarrow Na + (Al, Fe^{3+})$ (ф.ед.).

Таким образом, при давлении 5 кбар во флюидах с варьирующей концентрацией $NaCl$, происходит выщелачивание Fe из амфибола относительно Mg и его переотложение в виде магнетита и ильменита. Рост давления до 7 кбар приводит к переотложению амфиболов с высокой железистостью.

На ретроградной стадии процессы частичного плавления в системе метабазит – флюид завершаются, кристаллизация расплава приводит к образованию кислых плагиоклазов и кварца, хлор, входивший в расплав (до 1.5 мас.%), отделяется от кристаллизующегося расплава, что приводит к тому, что сопутствующий плавлению щелочной флюид сменяется относительно кислотным, участвующий в последующем метасоматозе.

Результаты экспериментов и полевые исследования. Полученные экспериментальные данные сопоставлены с полевыми наблюдениями секущих меланократовых жил, наблюдаемых в Колвицком массиве габбро-анортозитов [7]. Эти жилы были образованы на пике свекофеннского метаморфизма в Беломорье и его ретроградной стадии при параметрах $T = 910-750^\circ C$, $P = 14-5$ кбар. Отличительной особенностью жил является зональность, заключающаяся в чередовании полос различного состава, параллельных зальбандам. В некоторых жилах осевая часть сложена ильменитом и магнетитом, окруженной с обеих сторон гранатом и железистым амфиболом (рис. 2). На основании полученных экспериментальных данных можно говорить о том, что заключительная стадия формирования жил, заключающаяся в образовании зоны магнетита и ильменита, проходила при давлении не выше 5-6 кбар, при более высоком давлении формировались зоны с гранатом и железистым амфиболом. Вторичные роговые обманки (ферропаргаситы) из прожилков оказались наиболее железистыми, с содержанием Cl до 0.2 мас. %. (во всех остальных амфиболах содержание хлора на уровне погрешности анализа). Появление хлорсодержащих роговых обманок означает некоторую смену состава флюидов после главной стадии формирования жил, а именно – его обогащение хлором. Появление подобных жил, особенно магнетит-ильменитовых зон, связано с локальным метасоматозом меланократовых прослоев в габбро-анортозитах, а не является результатом привноса Fe флюидом.

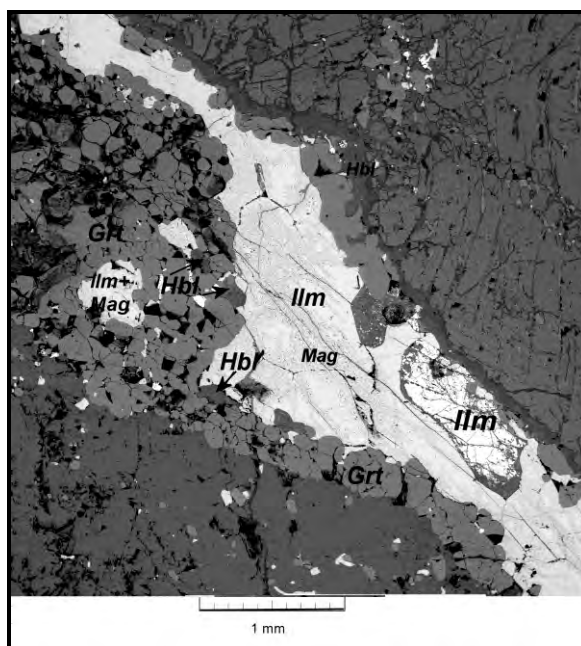


Рис. 2. Фотография метасоматической жилы с центральной частью, сложенной ильменитом и магнетитом, в зальбандах – гранат и железистый амфибол

Литература

1. Ходоревская Л.И. // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: Ин-т геологии Кар.НЦ РАН. 2005. С. 314-315.
2. Кориковский С.П., Аранович Л.Я. // Петрология. 2010. № 4. С. 340-368.
3. Helz R.T. // J. Petrol. 1973. V. 14. P. 249-302.
4. Beard J.S, Lofgren G.E. // J. Petrol. 1991. V. 32. N2. P. 365-402.
5. Жариков В.А., Ходоревская Л.И. // Петрология. 2006. № 4. С. 339-357.
6. Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D. et al. // Eur. J. Mineral. 1997. V. 9. P. 623-651.
7. Ходоревская Л.И., Кориковский С.П. // Докл. РАН. 2007. Т.415, № 4. С. 539-543.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ НА ГРАНИЦАХ СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА): ЭВОЛЮЦИЯ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ, ИСТОЧНИКИ, РУДОНОСНОСТЬ

В.В. Холоднов, Е.С. Шагалов

(Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru)

Введение. При изучении вулканизма, интрузивного магматизма и рудогенеза ряда эталонных –кайнозойских трансформных континентальных окраин Азии (Камчатка, Сихотэ-Алинь) и поиска аналогичных обстановок в более древних палеозойских орогенных структурах (Алтай и др.) были получены данные [1, 2 и др.], характеризующие их магматические ассоциации. Установлено, что диагностическими магматическими ассоциациями, характеризующими стадию формирования трансформных окраин, являются проявленные в их фронтальных частях субщелочные и щелочные магматические серии с внутриплитными геохимическими характеристиками. Формирование этих серий связывается с деструкцией субдуцирующей океанической плиты, образованием «slab-window» и подъемом горячих астеносферных диапиров к основанию литосферы. Одновременно установлено, что магма-

тизм трансформных континентальных окраин отличается значительным разнообразием. Наряду с магматическими ассоциациями «внутриплитного» типа здесь встречаются серии пород с промежуточными (WPB+IAB) геохимическими характеристиками, а также адакиты, специфические высокониобиевые базальты и магнезиальные андезиты. Характерны также значительные объемы гранитоидов, которые по изотопным данным отвечают продуктам палингенного плавления коры континентального типа, а по геохимическим характеристикам близки к гранитоидам зон коллизии. При этом выяснилось, что при наличии ряда общих черт, изученные современные и более древние трансформные континентальные окраины характеризуются и индивидуальными, присущими только им, наборами магматических ассоциаций и рудных формаций, собственными закономерностями смены их в пространстве и во времени.

На Урале процессы взаимодействия океанической и континентальных литосферных плит фиксируются на всех стадиях его геологической истории и определяют его структуру, магматизм и рудогенез. Эти процессы рассмотрены во многих известных публикациях С.Н. Иванова, Д.С. Штейнберга, Г.Б. Ферштатера, В.Н. Пучкова, В.А. Коротева, К.С. Иванова, И.Б. Серавкина и др., а выводы основаны на анализе геологических, палеонтологических, тектонических, петрологических и многих других данных. Один из основных выводов о характере субдукционного и коллизионного взаимодействия заключается в том, что оба эти процесса на разных стадиях эволюции Уральского орогена и в различных его частях, например, в его северной Тагильской части и на юге в Магнитогорской, происходили в разное время, но имели близкую горизонтальную составляющую - при преобладающем восточном падении зон палеосубдукции и косой коллизии в результате столкновения на юге Восточно-Европейского (ВЕП) и Казахстанского континентов [3, 4, 5 и др.].

В последние годы выполнен ряд работ, в результате которых получены новые данные по этапности, закономерностям эволюции, геодинамической интерпретации и металлогенической специализации интрузивного магматизма Уральского орогена [6 и др.]. Установлено, что в ходе развития Уральского орогена магматические источники эволюционировали, определяя тип интрузивного магматизма, его флюидный режим и рудоносность. Выделяется мантийный этап в диапазоне ($O_2 - D_2$), мантийно-коровый этап ($D_3 - C_2$) и коровый (Р). На каждом из этих этапов тектонические движения обладали своими особенностями. На первом этапе преобладающим типом взаимодействия плит была островодужная субдукция с погружением океанической литосферы на восток и сопровождающая ее обдукция на края континентальных блоков. Мантийно-коровый магматизм ($D_3 - C_2$) сопровождался субдукцией и коллизией с формированием окраинно-континентальных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) поясов или крупных ареалов ГТГГ типа и наконец, коровый в перми - отвечал преимущественно гиперколлизионным обстановкам, при жесткой коллизии континентальных плит (ВЕП и Казахстанской).

Соответственно каждому из этих тектоно-магматических этапов были характерны свои особенности флюидного режима и рудогенеза, что отражено в [7] и других опубликованных работах данных авторов: с относительно высокой активностью серы и хлора на раннем островодужно-мантийном этапе, с резким падением активности хлора при сохранении и даже нарастании (по данным аспиранта Е.В. Коноваловой) активности серы на этапе формирования мантийно-коровых окраинно-континентальных плутонов ГТГГ типа и, наконец, с резким ростом активности фтора на завершающих коллизионном и постколлизионном этапах при формировании крупных коровых гранитных батолитов Главного Гранитного пояса Урала и самых поздних гранит-лейкогранитных интрузий. Такая направленная эволюция в режиме основных магматогенных элементов-минерализаторов (галогенов и серы) во многом определяла и эволюцию в составе и масштабах связанного с магматизмом различного эндогенного оруденения - от колчеданного и медно-порфирового, иногда с мо-

либденитом, на островодужном этапе, к скарново-магнетитовому, связанному с надсубдукционно-рифтогенным габбро-гранитным магматизмом C_1 - последний формируется в условиях максимальной активности хлора без участия серы, а затем к золото-сульфидно-кварцевому оруденению окраинно-континентальных золотоносных плутонов ГТТГ типа и далее к наиболее позднему фторофильному камнесамоцветному и редкометалльному.

Далее, необходимо отметить, что направление горизонтальных движений на разных этапах формирования Уральского орогена было неодинаковым. Оно в настоящее время достоверно установлено только для позднедевонско-пермского времени, когда коллизионное взаимодействие (в условиях косой коллизии) континентальной и океанической плит происходило не только в субширотном направлении, но и в субмеридиональном: на западе вдоль зоны сочленения Урала с Восточно-Европейской платформой (по зоне ГУРа и др. разломам), на востоке вдоль Главных структурных швов и шовных зон, разделяющих различные гетерогенные блоки активной окраины (микроконтиненты, островодужные террейны и др.). Последнее, по данным Г.Б.Ферштатера, устанавливается по постепенному омоложению с юга на север формационно близких магматитов. Так, например, в Сыростанском массиве на Ю. Урале гранитоиды имеют возраст около 330 млн лет, а в удаленном на север (около 200 км) Верхисетском массиве – 320–300 млн лет. Такая же картина скольжения возрастов наблюдается и в Главном гранитном поясе Урала. Южноуральские позднеколлизионные граниты (Джабыкский, Чесменский, Кацбахский массивы) имеют возраст 290 млн лет, а на Среднем Урале аналогичные по составу и генезису граниты имеют уже возраст 260–250 млн лет (Мурзинский, Адуйский массивы). Последние также расположены на 200–250 км севернее от первых.

Установлено, что коллизия Магнитогорский палеодуги с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) на Южном Урале происходила в два дискретных этапа [4, 5 и др.]. Это определялось очертанием внешней восточной границы самой ВЕП (и ее Уфимским выступом). В фамене в процессе «мягкой» коллизии Магнитогорская дуга аккрецировала к южно-уральской части пассивной континентальной окраины ВЕП. Здесь в позднем девоне и раннем карбоне субдукция затормозилась, а затем и заклинилась, произошел отрыв слэба, с подъемом астеносферного диапира к основанию литосферы. В нижнем карбоне в условиях трансформного режима (в диапазоне 350-330 млн лет) была сформирована надсубдукционная Магнитогорская коллизионно-рифтовая структура. Образовалась контрастная вулканоплутоническая ассоциация интрузивных и субщелочных вулканических пород, для которых были характерны смешанные геохимические характеристики внутриплитных и надсубдукционных образований [3, 8, 9 и др.]. Внедрение магматических производных астеносферного мантийного диапира в надсубдукционную зону сопровождалось мощным потоком флюидов богатых хлором [7, 9 и др.]. Это и определило, в условиях магнетитовой феррофации [10], массовую экстракцию железа из исходных базитовых и гранитоидных расплавов «внутриплитного геохимического типа» и вмещающих вулканогенных и интрузивных пород, с формированием крупных скарново-магнетитовых месторождений (Магнитогорское рудное поле), тесно связанных пространственно и генетически с интрузиями магнитогорского габбро-гранитного комплекса.

Как это следует из результатов изучения современных и некоторых древних трансформных континентальных окраин [1, 2 и др.], структура и состав фундамента оказывают существенное влияние на специфику их магматизма и металлогении. Длительность существования трансформных обстановок, характеризующихся повышенным тепловым потоком, также является один из ведущих факторов, определяющих как масштабы, состав и природу магматизма, особенно гранитоидного, так и возможность появления рудоносных комплексов. В связи с последним, общая длительность существования трансформного режима на восточной активной окраине уральского палеоокеана, может быть определена по

изотопному датированию магматических ассоциаций, отвечающих инициальным и финальным стадиям эпизодов скольжения литосферных плит. Длительность существования трансформного режима в Магнитогорской мегазоне и всего восточного склона Ю. Урала составляла, по-видимому, почти 100 млн лет. В Магнитогорской мегазоне он начинался на рубеже 350 млн лет, когда происходило формирование богатых хлором Кассельской и Петропавловской габбро-гранитных интрузий, предшествующих во времени магнитогорскому габбро-гранитному комплексу. Трансформный режим на Ю. Урале продолжался с перерывами до конца перми, о чем свидетельствуют данные [5]. Наряду с восточным склоном Ср. и Юж. Урала, который представлял собою в позднем палеозое активную окраину уральского палеоокеана, все эти проблемы имеют отношение и к изучению состава, возрастной и вещественной эволюции западной «трансформной» континентальной окраины уральского палеоокеана. Она представлена структурно-вещественными комплексами в краевой части ВЕП, оставшейся пассивной континентальной окраиной вплоть до раннего карбона. Длительность существования трансформной окраины здесь определяется интервалом времени от 330 млн лет и до 260 млн лет. Начальный этап формирования трансформной окраины датируется временем формирования (330 млн лет) сыростанско-тургоякской группы массивов ГТГГ типа, пересекающих зону ГУРа, и краевую часть Центрально-Уральского поднятия.

В последние годы были получены также новые данные по этапам развития магматических событий в докембрийское и палеозойское время зоны сочленения Урала и ВЕП и непосредственно самой трансформной континентальной окраины ВЕП. Было установлено, что зона сочленения Южного Урала и ВЕП характеризуется длительным и разнообразным гранитоидным магматизмом [11 - 14], отражающим особенности тектонических процессов в этой наиболее крупной шовной мегаструктуре Урала. Все самые ранние (от рифея до кембрия) проявления гранитоидного магматизма в краевой части ВЕП были связаны исключительно с этапами внутриплитного рифтогенеза, предшествующих раскрытию уральского палеоокеана, сначала в среднем рифее [11], а затем и в позднем рифее – венде и кембрии. В среднем карбоне (около 320 млн лет) в восточной краевой части ВЕП был сформирован субмеридиональный пояс небольших по размерам гранитоидных интрузий, который протягивается с юга на север – от зоны Уралтау через северо-восточную часть Башкирского мегаантиклинория и центральную часть Уфалейского метаморфического блока и далее на север, пересекая здесь зону Главного Уральского разлома [12 и др.]. Гранитоиды этого пояса Г.Ю. Шардаковой, совместно со специалистами ОАО «Челябинскгеосъемка», выделены в уфалейкинский комплекс, который по петрогеохимическим характеристикам аналогичен гранитоидам ГТГГ типа восточной активной окраине Урала. Следующий более молодой этап гранитного магматизма в краевой зоне ВЕП представлен породами кизильского комплекса, по составу близкого позднепермским коллизионным гранитам восточного склона Среднего Урала (например, мурзинскому комплексу). Rb-Sr возраст этих гранитов составляет 267 млн лет. Эти данные свидетельствуют о том, что в позднем палеозое восточная часть ВЕП уже была прочно сочленена с Уралом и представляла в это время его западную трансформную континентальную окраину, с формированием в ее составе индикаторных для этого периода (330-260 млн лет) орогенных гранитоидных серий уральского типа.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015) и совместной программы УрО, СО и ДВО РАН (проект 12-С-5-1022)

Литература

1. Ханчук А.И., Кручек Н.Н., Валуи Г.А., Неволин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Травин А.В. // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 5. С. 664-668.
2. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. // Материалы Всероссийской

конференции с международным участием, Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45-49. **3.** Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с. **4.** Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа, 2010. 280 с. **5.** Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота вос-точного склона Южного Урала. Уфа: «Гилем», 2009, 348 с. **6.** Ферштатер Г. Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., и др. // Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 98-124. **7.** Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2002. 394 с. **8.** Салихов Д. Н., Яркова А. В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасин-клинория. Уфа: БНЦ УрО РАН. 1992. 137 с. **9.** Холоднов В.В. // Ежегодник-2005 / ИГГ УрО РАН, 2006. С.404-408. **10.** Ферштатер Г. Б., Холоднов В.В. Прибавкин С.В., Бородин Н. С., Бочарникова Т.Д. // Геология рудных месторождений. Т.47. №5, 2005. С.421-443. **11.** Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. // Магматические и мета-морфические образования Урала и их металлогения. Сборник, посвященный памяти профессора Д.С. Штейнберга. (К 90-летию со дня рождения). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 129-158. **12.** Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д. // Литосфера. 2006. № 3. С. 1-21. **13.** Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. // Докл. АН. 2009. Т. 425, № 6. С. 191-198. **14.** Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Середа М.С. // Ежегодник – 2005. С. 204-209.

БАЗИТОВЫЙ И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В ФОРМИРОВАНИИ ОШУРКОВСКОГО АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д.И. Царев, А.А. Батуева

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

Не смотря на длительный период изучения многочисленными исследователями Ошурковского апатитового месторождения, нам удалось выявить неучтенные и мало известные широкому кругу геологов явления, проливающие свет на расшифровку происхождения этого сложного объекта. К ним относятся интенсивное проявление метасоматических процессов, связанных с гранитизацией базитов, вызвавшей замещение их гнейсами, мигматитами, сиенитами и обогащение апатитом. Региональное тектономагматическое воздымание земной коры Центральной Азии, привело к формированию Ангаро-Витимского гранитоидного ареала. Сохранились от магматического замещения лишь отдельные останцы измененных габброидных пород, в которых сформировались многочисленные апатитовые, железорудные, титановые и редкоземельные карбонатитовые месторождения.

По типу метаморфизма Ошурковский массив следует отнести к габбро-амфиболитам. Первично-магматический пироксен амфиболитизирован и сохранился в основном в реликтах внутри зерен амфибола.

Массив претерпел щелочной метасоматизм, при котором происходила гранитизация, с привнесением Na, K, и Si. Краевая часть раздробленного тектоникой останца габбро на контакте с гранитами, сиенитизирована, в результате повышения потенциала щелочей при замещении гранитом пород с высокими содержаниями сильных оснований (Ca, Mg). Такой процесс метасоматического замещения Д.С. Коржинский назвал с отраженной щелочностью (Коржинский, 1979).

Называемые предыдущими исследователями гибридные породы – это неравномерная сиенитизация при гранитизации габбро. Замещение проявилось с выносом Ca и Mg при частичном соединении Ca с фтором и фосфором с образованием вторичного (метасоматического) фторапатита.

Щелочной метасоматоз, вызванный гранитизацией, привнесил в габброидный останец полевошпатовую (альбит-олигоклазовую и калишпатовую) минерализацию. В некоторых местах, особенно в приконтактных зонах с базитовыми дайками, экранирующими сиенитизирующие флюиды, образовывались сиенитовые и габбровые (в зависимости от

количества темноцветных минералов) ореольные и трещинные пегматиты, с крупными кристаллами апатита, полевых шпатов и роговой обманки (рис.1).

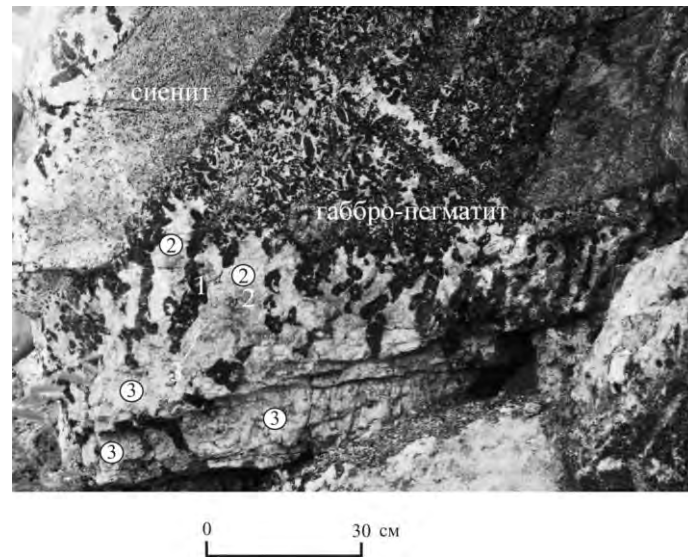


Рис. 1. Габбро-пегматит

1 – роговая обманка; 2 – апатит; 3 – калиевый полевой шпат

Дайки мелкозернистого габбро, мощностью до метра, редко крупнее, образуют вторую фазу массивного габбро. Они апатитоносны. Как и массивные габбро, сиенитизированны, иногда полностью, оставляя лишь отдельные реликты. Различная степень сиенитизации заводит в заблуждение геологов и они вместо габбро видят в них различного вида лампрофиры. Более молодые дайки (аплиты и гранитные пегматиты) секут массивные габбро, сиениты, дайки габбро, гнейсы и мигматиты и крупные гнезда апатита (рис.2).

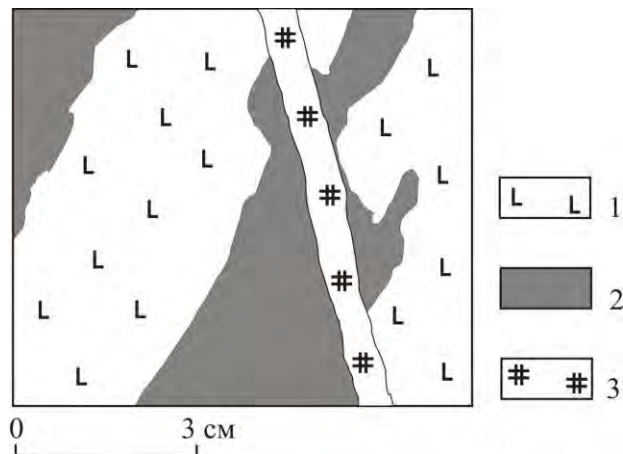


Рис.2. Взаимоотношение дайки гранитного пегматита с метагаббро и гнездом апатита

1 – метагаббро; 2 – апатит; 3 – дайка гранитного пегматит

Гнейсы и мигматиты сформировались в результате замещения слабобассланцованных габбро альбит-олигоклазовой и калишпатовой минерализацией.

Последними образовалась эпитермальная и гидрогенная минерализация: карбонатные и кварц-карбонатные жилы, приуроченные к трещинам и зонам дробления, и цеолиты (стильбит и гейландит).

Представление некоторых исследователей об образовании Ошурковского месторождения складывается из того, что при внедрении в габбро гранитной интрузии происходил контактовый метасоматоз с привнесением фосфора. Это представление несостоятельное. Содержание фосфора в гранитах весьма низкое, его хватает только на образование акцессорных минералов.

Фосфор привносился с сиенитизацией фосфорсодержащих габбро, т.е. от периферии габброидного тела к его центру происходило переотложение фосфора внутри габброидного массива. Такое явление Д.С. Коржинский называл «обогащение перемещенным компонентом» (Коржинский, 1982). Комплексное исследование всех горных пород данного геологического объекта с анализом взаимоотношения их друг с другом позволили более полно решить проблему происхождения Ошурковского апатитового месторождения.

Следует обратить особое внимание на проявление метасоматизма. Многие геологи не придают этому особого внимания, считая его второстепенным. Метасоматические породы часто считают магматическими или осадочно-метаморфическими, несмотря на то, что в процессе эндогенного рудообразования метасоматизм является ведущим.

Основные недочеты предыдущих многочисленных исследований происхождения Ошурковского апатитового месторождения явились следствием недостаточного и даже ошибочного представления о динамике метасоматических процессов.

В Мире много эндогенных рудных месторождений, сходных по геологическому строению с Ошурковским апатитовым месторождением. Это сходство заключается в том, что рудные тела в них находятся в центре концентрической структуры, выполненной базитами или ультрабазитами, а периферия – гранитами. Между ними обычно расположено кольцо сиенитов. К таким структурам относятся месторождения апатита, карбонатитов, титановых и других руд: Арсентьевское, Зыряновское, Михайловская группа апатитоносных массивов в Западном Забайкалье, комплекс Арбарастах в горных породах Алданского щита, Палабора в ЮАР (Богатиков, 1968; Бадмацыренова, 2006; Андреев и др., 1972; Глаголев, 1968; Арсеньев, 1968)

Подобным концентрически – зональным строением обладают крупнейшие комплексные месторождения Мира – Бушвелд (ЮАР), Садбери (Канада) (Магматические рудные месторождения, 1973) и многие другие. Это явление не случайное, а закономерное. Оно свидетельствует о том, что многие эндогенные рудные месторождения образуются на основе компонентов базитовых и ультрабазитовых горных пород, активизированных с помощью гранитизации и перемещения рудоносного флюида с широкой периферии к центру останцов исходных базитовых и ультрабазитовых пород. Исходные породы высокой основности являются главными носителями рудных компонентов, за счет флюидного растворения и перемещения их к центру замещаемого объекта образуются рудные месторождения (Царев, 1976, 1987, 2002)

Литература

1. Коржинский Д.С. // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. С. 144-153.
2. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, 104 с
3. Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н, Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Бурятское книжное издательство, Улан-Удэ, 1972. с. 66-70; 114-119
4. Богатиков О.А. Основные породы СССР и место в них апатитовой минерализации // Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 241-2248
5. Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. // Вестник Бурятского университета. Серия 3. География, геология. Вып.7. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского государственного университета, 2006. С. 209-214
6. Глаголев А. А. Апатитоносность массива Арбарастах // Апатиты. М.: Наука,

1968, с. 218-224 7. Арсеньев А.А. Условия образования и особенности концентрации апатита в зарубежных месторождениях. // Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 378-388 8. Магматические рудные месторождения. //Ланкастр, США, 1969. Перевод с англ. И.Д. Рябчикова, под.ред. акад. В.И. Смирнова, М.: Недра, 1973. 208 с. 9. Царев Д.И. // Метасоматизм и рудообразование. Тез. докл. на IV Всесоюз конференции. Л.: 1976, с.22-23. 10. Царев Д.И. Фрагментарный метасоматоз //Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1987, с.13-19. 11. Царев Д. И. Метасоматизм.//Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. 320 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ U-РЬ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И ПРОБЛЕМА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.А. Цыганков¹, О.В. Удоратина², Г.Н. Бурмакина¹, М. Гроув³

(¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tsygan@gin.bscnet.ru; ²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru; ³Отделение геологии и наук об окружающей среде Школы наук о Земле Стэнфордского Университета, Калифорния, США, mjgrove@stanford.edu)

Изучение длительности геологических процессов, в частности магматизма, направлено на выяснение времени кристаллизации отдельных магматических тел [1 – 3], либо периодов формирования крупных изверженных провинций, таких как траппы, или гранитоидные ареалы [4 – 8]. Среди последних, особое место занимает Западное Забайкалье, где расположен гигантский, площадью 150 000 км² Ангаро-Витимский батолит (АВБ), сложенный известково-щелочными авто- и аллохтонными биотитовыми гранитами баргузинского комплекса. АВБ представляет собой совокупность множества отдельных магматических тел (плутонов) близкого состава, возраст которых составляет 330 – 310 млн. лет [7]. С гранитоидами АВБ пространственно совмещены многочисленные плутоны высококальциевых кварцевых монзонитов и сиенитов чивыркуйского, и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов зазинского комплексов (305 - 285 млн. лет), монзонитоидов и габброидов нижне-селенгинского (285 – 278 млн. лет) и щелочных гранитов ранне-куналейского (281 – 278 млн. лет) комплексов.

Указанная последовательность магматических событий [7] установлена на основании данных по центральной части позднепалеозойского магматического ареала, тогда как для северной его части «разброс» датировок более широк. С другой стороны, имеются данные о значительно более коротком временном интервале формирования как собственно баргузинских гранитов (АВБ) так и пространственно совмещенных с ними магматических комплексов (чивыркуйский, зазинский, нижне-селенгинский). Согласно [8] этот период, не превышал 22 млн. лет (303 - 281 млн. лет назад).

Таким образом, можно констатировать, что акцент в многолетней дискуссии о времени формирования АВБ сместился в сторону определения длительности этого события, правомерности его деления на отдельные этапы, а также корректности экстраполяции полученных данных на весь магматический ареал.

Для решения этих вопросов нами проведено дополнительное изотопно-геохронологическое (*U-Pb*) изучение единичных зерен цирконов из гнейсовидных гранитов Витимского плоскогорья (баргузинского комплекс, левобережье р. Кыджимит, (проба 09-41, рис. 1 А)) и лейкогранитов Юго-Западного Забайкалья (Улекчинский массив зазинского комплекса, бассейн р. Джиды (проба 09-106, рис. 1 Б). Петрогеохимические характеристики пород рассмотрены ранее [7].

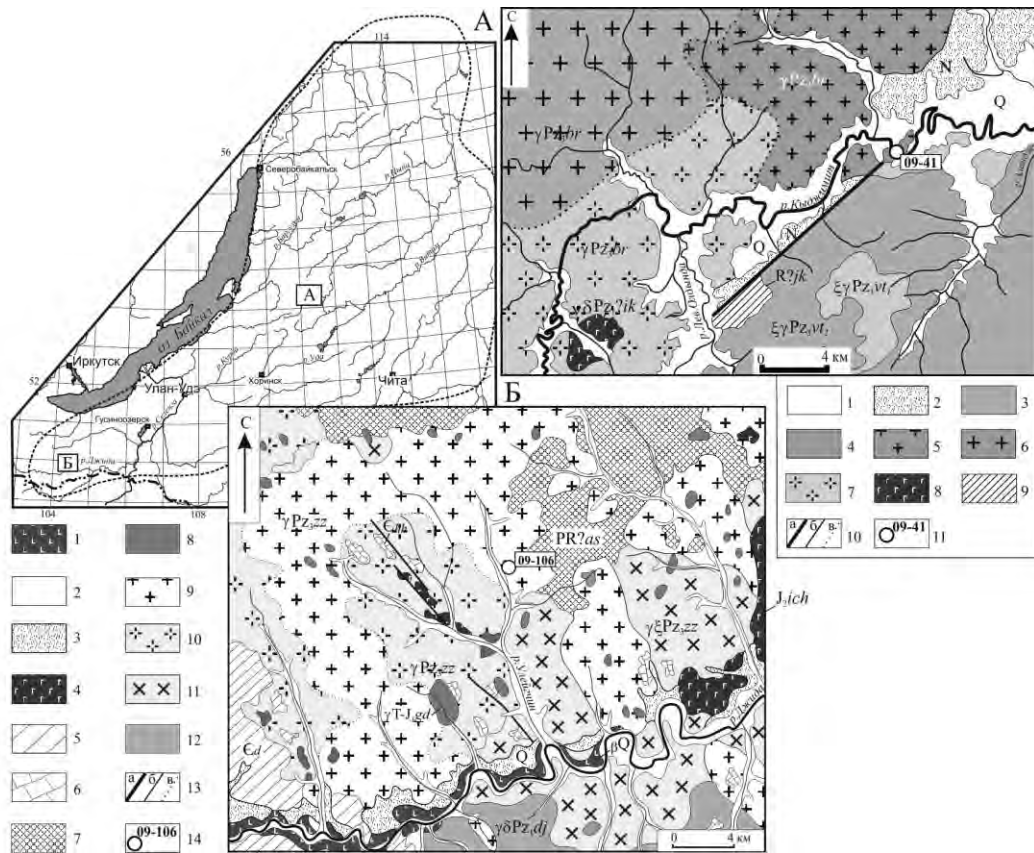


Рис.1. Схематическая геологическая карта: А - бассейн р.Кыджимит (Витимское плоскогорье); Б - бассейн р.Джида (Юго-Западное Забайкалье).

Условные обозначения, рис. А: 1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые песчано-гравийные отложения; 3–4 – витимканский комплекс: 3 – лейкограниты второй фазы, 4 - биотитовые граниты первой фазы; 5–7 – фациальные разновидности гранитоидов баргузинского комплекса: 5 – мелкозернистые, 6 - среднезернистые, 7 – порфиридные; 8 – габбро и габбро-диориты икатского комплекса; 9 – метаморфизованные песчаники, кристаллические известняки, амфиболиты якинской свиты (рифей ?); 10 – контакты тектонические (а), интрузивные (б), фациальные (в); 11 - точка отбора и номер геохронологической пробы. Рис. Б: 1 - долинные потоки четвертичных базальтов; 2–3 - верхнечетвертичные и современные аллювиальные (2) и делювиально-пролювиальные (3) отложения; 4 – базальты ичетуйской свиты (J_2); 5 – песчаники, сланцы, известняки джидинской свиты; 6 – известняки хохуртовской свиты; 7 – слюдяные сланцы, гнейсы астайской свиты; 8 – лейкограниты и гранит-порфиры гуджирского комплекса; 9–11 - гранитоиды зазинского комплекса: среднезернистые (9) и порфиридные (10) лейкограниты, кварцевые сиениты (11); 12 – диориты, габбро-диориты джидинского комплекса; 13 - контакты тектонические (а), интрузивные (б), фациальные (в); 14 - точка отбора и номер геохронологической пробы. На врезке показаны контуры позднепалеозойского гранитоидного ареала и расположение участков А и Б.

Гнейсограниты р.Кыджимит представляют собой среднезернистые лейкократовые слабогнейсовидные известково-щелочные биотитовые (1 – 2 об.%) граниты, содержащие 73.4 мас. % SiO_2 и 4.4 мас. % K_2O . Агпайтовый индекс (NK/A) составляет 0.82; величина индекса A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) близка к единице (0.99). Для баргузинских гранитов в основном характерно преобладание калия над натрием, в рассматриваемом случае отношение K_2O/Na_2O составляет 1.07.

Цирконы из пробы гнейсовидных гранитов представлены длиннопризматическими и изометричными разностями, в одном из зерен в катодолюминисцентном изображении обнаружено унаследованное ядро. Содержания U в цирконах варьирует от 61 до 569 г/т, Th – от 38 до 111 г/т, при этом Th/U отношение составляет 0.13 – 0.86, что соответствует цирконам магматического генезиса. Содержания U и Th в унаследованном ядре лежат примерно в этих же пределах, однако концентрации других элементов существенно различаются. Так, например, содержание Y в новообразованных зонах цирконов составляет $\approx 150 - 450$ г/т, в ядре – 2300 г/т, Dy – 11–74 и 224 г/т соответственно. В целом, форма спектра распределения элементов-примесей (рис. 2) вполне типична для цирконов гранитоидного происхождения [9]. Для них характерны резкое обогащение $HREE$ относительно $LREE$, слабо выраженные отрицательная аномалия Eu и резкая положительная Ce . Судя по индикаторным соотношениям $U/Yb - Hf$, $U/Ce - Th$ рассматриваемые цирконы имеют магматический генезис, включая детритовое ядро, и образовались в континентальной коре.

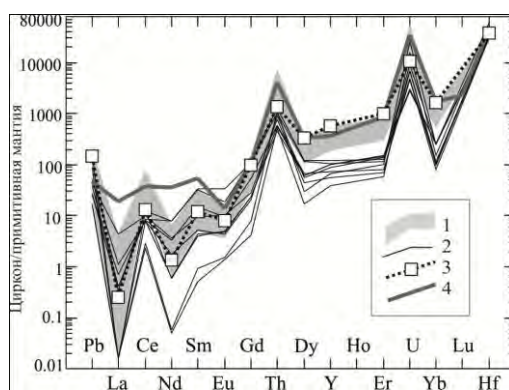


Рис. 2. Распределение элементов-примесей в датированных цирконах.

1 – цирконы из гранитов Улекчинского массива (засинский комплекс); 2 – позднепалеозойские (316 млн. лет) цирконы из гранитов баргузинского комплекса, 3 – унаследованное ядро; 4 – средний состав цирконов из гранитоидов [13].

Изотопный возраст (*SHRIMP-RG*, Стэнфорд, США) установленный по 9 точкам, составляет 315.6 ± 3.5 млн. лет, $MSWD = 0.37$, что соответствует времени формирования баргузинских гранитов юго-западной части хр. Улан-Бургасы (330 – 310 млн. лет [7]). Возраст унаследованного ядра, определенный лишь в одной точке, составляет 729 млн. лет. Полученное значение, в совокупности с резкими геохимическими различиями, подтверждает унаследованный характер захваченных ядер некоторых кристаллов циркона, которые могут принадлежать рифейским гранитоидам муйского комплекса (733 млн. лет *Rb-Sr*).

Улекчинский массив (рис. 1 Б), сложенный кварцевыми сиенитами и лейкогранитами (засинский интрузивный комплекс), расположен в Юго-Западном Забайкалье на южных склонах хр. Малый Хамар-Дабан (левобережье р. Джиды). Цирконы для изотопного анализа отобраны из пробы среднезернистого биотитового лейкогранита (75.8 мас. % SiO_2), содержание темноцветных минералов (*Bt*) в котором не превышает 1.5 об. %. Породы высококалиевые (4.7 мас. % K_2O), известково-щелочные, $NK/A \sim 0.91$; A/CNK около единицы; $K_2O/Na_2O = 1.25$.

Цирконы призматические или длиннопризматические, в КЛ изображении хорошо видна четкая магматическая зональность. Форма редко-элементного спектра аналогична цирконам из баргузинских гранитов (рис. 2): резкое обогащение *HREE* относительно *LREE*, четко выраженная отрицательная *Eu* и положительная *Ce* аномалии, при этом концентрация большинства *REE*, в особенности *HREE* и *Y*, заметно выше. Содержание *U* в цирконах составляет 98 – 1233 г/т, *Th* – 72 – 653 г/т, отношение *Th/U* при этом варьирует от 0.53 до 1.05, что соответствует цирконам магматического генезиса. На диаграмме *U/Yb – Hf* (не показано), рассматриваемые цирконы располагаются в «континентальном» поле, а соотношение *U/Ce – Th* подтверждает их магматическое происхождение.

U-Pb изотопный возраст, рассчитанный по 6 точкам, составляет 300.3 ± 3.8 млн. лет, *MSWD* = 3.19, что хорошо совпадает с предшествующими Rb-Sr определениями (298 – 292 млн. лет [10]).

Таким образом, полученные изотопно-геохронологические данные по гранитоидам баргузинского (Витимское плоскогорье) и зазинского (Юго-Западное Забайкалье) комплексов подтверждают закономерности проявления позднепалеозойского гранитоидного магматизма, установленные в центральной части магматического ареала. Вместе с тем, верхняя возрастная граница гранитоидов баргузинского комплекса, в соответствие с данными [8] может быть «сдвинута» до ~ 290 млн. лет. Это означает, что в течение ~15 млн. лет в пределах сравнительно небольшого сегмента земной коры (Западное Забайкалье) одновременно формировались как минимум три типа гранитоидов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционных проектов СО РАН № 37, 17 и 12-С-5-1024.

Литература

1. Harris N., Vance D., Ayres M. // *Chemical Geology*. 2000. V. 162 (2). P. 155-167.
2. Michaut C., Jaupart C. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 250 (1-2). P. 38-52.
3. Мальковский В.И., Пэк А.А., Аleshin А.П., Величкин В.И. // *Геология рудных месторождений*. 2008. Т.50. № 3. С. 217-224.
4. Roger F., Malavieille J., Leloup Ph.H. et al. // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V.22. P.465-481.
5. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. // *ДАН*. 2004. Т. 396. № 3. С.369-373.
6. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 451-466.
7. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.
8. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): М-лы совещания*. Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С.103-105.
9. Belousova E.V., Griffin W.L. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V.143. P. 602-622.
10. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 5. С. 694-702.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЛЧЬЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В.В. Чащин, Т.Б. Баянова, П.А. Серов

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

Геологическое положение и внутреннее строение Волчьетундровского массива. Он занимает среднюю часть площади развития интрузий комплекса главного хребта, имеет протяженность 24 км при ширине от 500 м до 4 км, маркируя тектоническую зону контакта пород Кольского блока (на востоке) и Беломорского подвижного пояса (на западе). Западный контакт массива с породами Беломорского подвижного пояса тектонический, что выражается в образовании в эндоконтакте зоны полосчатых бластомилонитов по габброидам мощностью до 200 м. Восточный контакт – интрузивный, зачастую с образованием в экзоконтакте гиперстеновых диоритов по кристаллосланцам Кольского

блока. Во внутреннем строении Волчьетундровского массива выделяются две основные зоны: краевая и главная. Краевая зона мощностью от 20 м в южной части массива до 400 м в средней протягивается практически вдоль всего его восточного контакта. В ее строении принимают участие в основном среднезернистые мезо-лейкократовые нориты и габбро-нориты, реже плагиоклазиты и ортопироксениты. В лежачем боку краевой зоны обычно наблюдаются нориты, иногда с прослоями ортопироксенитов мощностью до 7-8 м и габбро-норитов мощностью до 25 м, которые в верхней части разреза сменяются плагиоклазитами. Это свидетельствует о том, что во внутреннем строении краевой зоны намечаются элементы дифференциации с тенденцией снижения основности пород вверх по разрезу.

Главная зона Волчьетундровского массива слагает его основной объем и образована несколькими породными разновидностями. Преобладающим развитием в ее составе пользуются крупнозернистые массивные и трахитоидные лейкократовые габбро и габбро-нориты. В осевой части массива развита полоса шириной до 1.5 км среднекрупнозернистых анортозитов. Среди лейкогаббро и анортозитов в резко подчиненном количестве встречаются прослои и линзы троктолитов и пегматоидных габбро-норитов мощностью от первых метров до 100-150 м. Ранее на основании изучения состава сосуществующих пироксенов были получены температуры кристаллизации пород краевой зоны Волчьетундровского массива в 1170-1005°C и главной – 940°C при давлении в 9 кбар [1].

По химическому составу породы Волчьетундровского массива располагаются в области основных пород нормального петрохимического ряда и занимают области как толеитовой серии (нориты), так и известково-щелочной (анортозиты). Отличительной чертой химизма пород Волчьетундровского массива являются широкие вариации содержания глинозема (11.71-29.32 мас. %) и железистости (0.33-0.84).

В последнее время в породах краевой зоны Волчьетундровского массива, содержащих бедную сульфидную вкрапленность, были обнаружены проявления малосульфидного платинометального оруденения, что позволяет рассматривать интрузии анортозитов сходного внутреннего строения в качестве потенциально платинометальных.

U-Pb датирование. Для U-Pb датирования из основных породных разновидностей Волчьетундровского массива были отобраны четыре пробы. В результате проведенных исследований для пород краевой зоны получено два U-Pb возраста по циркону из лейконоритов, равные 2473±7 млн. лет и 2463±2.4 млн. лет при нижних пересечениях дискордии с конкордией равных нулю, отражающих только современные потери свинца. Кроме того, для разновидности округлого, окатанного, вероятно, метаморфического циркона из лейконорита получен более древний конкордантный возраст, равный 2556±0.5 млн. лет, который, по всей видимости, имеет ксеногенную природу и принадлежит, скорее всего, гнейсам Кольского блока, испытавшим региональный наложенный метаморфизм амфиболитовой фации во время 2568±10 млн. лет [2].

Все точки составов цирконов из лейкогаббро главной зоны аппроксимируются дискордией с верхним пересечением с конкордией в 2467±8 млн. лет и нижним - 424±79 млн. лет. Первое значение характеризует изотопный U-Pb возраст пород главной зоны, а второй - нарушение U-Pb системы в связи с началом палеозойской тектоно-магматической активизации в регионе. Дискордия, построенная по составам цирконов из анортозитов главной зоны, пересекает конкордию в верхней точке, отвечающей значению возраста 2407±3 млн. лет. Этот возраст оказался почти на 70 млн. лет моложе возраста лейконоритов и лейкогаббро. Аналогичный возраст (2406±3 млн. лет) был получен ранее по Мончетундровскому массиву, который рассматривается как время его метаморфического преобразования [3]. Близкий возраст был получен также для дак монцо-диоритов (2398±21 млн. лет) и пегматоидных оливиновых габбро-норитов (2395±5 млн. лет), секущих породы

имандровского расслоенного комплекса [4]. Таким образом, полученный нами возраст анортозитов главной зоны характеризует время метаморфно-метасоматических процессов в Волчьетундровском и Мончетундровском массивах и сопряженное с ними внедрение поздних фаз в имандровском комплексе. Нижнее пересечение дискордии с конкордией в 317 ± 44 млн. лет отражает время завершения палеозойской активизации.

Полученные возрасты образования лейконоритов и лейкогаббро Волчьетундровского массива, с учетом погрешностей U-Pb измерений, обнаруживают полное сходство с U-Pb возрастом по цирконам трахитоидных лейкогаббро Чунатундровского массива (2467 ± 17 млн. лет, [5]), что является доказательством возрастного единства меридиональной ветви комплекса главного хребта (интрузий Чуна-Волчьих-Лосевых и Медвежьих тундр). В целом кристаллизация основного объема Волчьетундровского массива (краевой зоны и лейкогаббро главной зоны) происходила в течение сравнительно короткого промежутка времени – около 6-10 млн. лет.

Эти возрастные данные по Волчьетундровскому и Чунатундровскому массивам свидетельствуют о том, что становление интрузий Чуна-Волчьих-Лосевых и Медвежьих Тундр комплекса главного хребта происходило в промежуток времени между образованием двух разновозрастных групп палеопротерозойских расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита: первой – с возрастом около 2.50 млрд. лет и второй – около 2.45 млрд. лет [6, 4, 7].

Изотопные Sm-Nd исследования. Проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) по методике, описанной ранее [4]. Первичные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в лейконоритах и лейкогаббро Волчьетундровского массива характеризуются отрицательными величинами (-1.54 – -3.10), расположенными вблизи области эволюции архейской континентальной коры. Они сходны с аналогичными данными для Мончетундровского массива, близки большинству расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита и сумийских анортозитов региона [7]. Наиболее низкое значение параметра $\epsilon_{Nd}(T) = -3.78$ определено в анортозитах, которое наряду с их более молодым возрастом может свидетельствовать о частичной контаминации их коровым материалом. Характерно, что первичные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ сумийских анортозитов Кольского региона (Пыршин, Кандалакшский, Колвицкий), также как и Волчьетундровского, также имеют отрицательные значения, располагаясь вблизи поля эволюции архейской континентальной коры, что допускает возможность их образования из мантийного источника, в той или иной степени контаминированного коровым материалом.

Близость изотопных данных Nd Волчьетундровского массива с разновозрастными породами Мончетундровского массива, сумийскими анортозитами и расслоенными интрузиями предполагает существование между ними генетической связи, однако не позволяет однозначно ответить на вопрос о природе магматического источника. Наиболее вероятным представляется образование пород анортозитовой серии Волчьетундровского массива в условиях вторичной активизации мантийного плюма из обогащенного мантийного источника, в различной степени контаминированного коровыми породами. Более контаминированными являются анортозиты верхней части магматической камеры, о чем свидетельствует, кроме довольно низкой величины $\epsilon_{Nd}(T) = -3.78$, и привнос в анортозиты Th, K и Pb. С этим процессом тесно связаны гидротермально-метасоматические изменения содержащихся в анортозитах зерен цирконов, которые выражаются в их резорбции, отсутствии или в слабо проявленных положительных аномалиях Ce. Основной объем пород массива контаминирован в меньшей степени. Его признаки фиксируются только в лейконоритах краевой зоны по присутствию в них ксеногенных цирконов с возрастом 2556 ± 0.5 млн. лет и привносу крупноионных литофильных элементов (Sr и Ba), в меньшей степени Pb.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 10-05-00058, 11-05-00570 ОФИ-М-11-05-12012), программ ОНЗ РАН-2 и 4 и МОиН (госконтракт № 16.515.11.5013).

Литература

1. Чащин В. В.// Записки ВМО. 1999. № 3. С. 101-111. 2. Петровская Л. С., Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Петров В. П., Петровский М. Н. Неоархейский эндробит-гранулитовый комплекс района Пулозеро–Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2010. 78 с. 3. 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. 4. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с. 5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ред. Ф. П. Митрофанов и В. Ф. Смолькин. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2004. Часть 2. 177 с. 6. Чащин В. В.// Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 131-142. 7. Bayanova T., Ludden J., Mitrovanov F. / Paleoproterozoic supercontinents and global evolution. Eds. S. M. Reddy, R. Mazumder, D. A. Evans, A. S. Collins. London. 2009. V. 323. P. 165-198. 8. Ashwal L. D. Anorthositcs. Berlin: Springer-Verlag, 1993. 422 p.

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАСОМАТОЗА И ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

И.С. Чащухин

(Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, chashchukhin@igg.uran.ru)

Введение. Большинство современных исследователей ведущим процессом при формировании дунит-гарцбургит-лерцолитовых комплексов рассматривает частичное плавление верхнемантийного вещества. Однако, в последние двадцать лет стало доминировать мнение, что всё разнообразие альпинотипных ультрамафитов континентов и океанов есть результат не столько частичного плавления пиролита мантии, сколько последующей реакции тугоплавкого остатка с проникающими снизу по гипотетическим дунитовым каналам расплавами преимущественно базальтового состава. При этом состав продуктов этой реакции неоднозначный и взаимоисключающий. По мнению части исследователей в ходе инкогруэнтного частичного плавления или взаимодействия с недосыщенной кремнеземом магмой происходит растворение пироксенов и кристаллизация оливина [например, 1-3], по мнению других эта реакция сопровождается кристаллизацией за счет оливина пироксенов в ассоциации (в зависимости от давления) с шпинелью, с гранатом или с плагиоклазом [4-7]. Таким образом, в результате реакционного взаимодействия первого типа происходит дальнейшее истощение ультрамафитов глиноземом, известью и кремнекислотой, в результате второй реакции – обогащение этими элементами. В качестве продуктов реакции первого типа приводится описанная Дж. Квиком [8] зональность в краевой части массива Тринити, Калифорния: плагиоклазовый лерцолит-шпинелевый лерцолит-гарцбургит-дунит-клинопироксенит-габбро. Такая зональность обычна для магматической части офиолитов.

По мнению П. Келемена с соавторами [1], многие мантийные образцы обогащены ортопироксеном, обеднены клинопироксеном и имеют слишком высокое отношение легких к тяжелым РЗЭ, чтобы быть остатками от частичного плавления примитивной мантии; было сделано заключение, что если по этим параметрам состава природа абиссальных перидотитов не противоречит реститовой, то офиолитовые и подконтинентальные ультрамафиты есть результат магмо-мантийного взаимодействия; более того, при образовании последних реакционно-мантийный процесс может быть не только главным, но и единственным. В последующие годы вывод Келемена был подхвачен огромным числом

последователей: нет ни одной современной публикации по альпинотипным ультрамафитам, в которой не был бы сделан вывод об участии в их формировании реакционно-магматических процессов. Более того, некоторые исследователи привели прежние взгляды на происхождение альпинотипных ультрамафитов в соответствие с этой концепцией.

Помимо петро-геохимических свидетельств магмо-мантийных процессов были предложены петрографические доказательства прохождения реакции гипербазитов с базальтовыми расплавами: наличие мелкозернистых минеральных агрегатов в промежутках между крупными деформированными зернами этих же минералов [9-10], ксеноморфные очертания зерен ортопироксенов вплоть до появления вогнутых границ, "заполненных" оливином – результат предполагаемого растворения пироксенов и кристаллизации оливина [10]. Был опубликован ряд статей, в которых появление плагиоклаза в лерцолитах связывают не с декомпрессией, а с кристаллизацией проникающего сквозь лерцолиты расплава, включая захваченного респитами [11-15].

Результаты и обсуждение. По мнению автора, ведущим процессом формирования подконтинентальных гарцбургит-лерцолитовых комплексов остается частичное плавление вещества верхней мантии; влияние базальтоидных расплавов ограничена краевыми частями массивов. В основе этого утверждения лежат результаты изучения вещественного состава крупнейших ультраосновных массивов Урала.

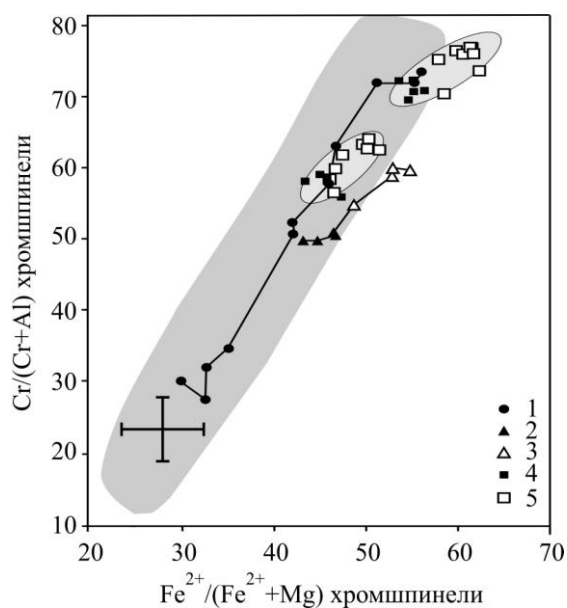


Рис. Вариации состава акцессорной хромшпиннели в альпинотипных ультрамафитах Урала.

1 - 30-см микропрепарат через дунит-гарцбургит-лерцолитовую серию юго-восточного блока Кемпирсайского массива, месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 245, гл. 1159 м; 2-5 – микропрепараты через контакты гарцбургита (2, 4) с жилами метасоматического дунита (3, 5), массивы: 2-3 - Войкаро-Сыньинский, долина притока р. Хойлы, 4-5 – Алапаевский массив, Курмановское месторождение. Серое поле – составы подконтинентальных ДГЛС Урала, массивы Северный, Средний, Южный и Узянский Крака, Нуралинский, Кемпирсайский (юго-восточный блок).

Показаны пределы погрешностей анализов по III категории точности.

Главное доказательство исключительной роли процесса частичного плавления – экспериментально подтвержденное [16] существование непрерывных гарцбургит-лерцолитовых серий (ГЛС), в которых петрогенные и редкие элементы коррелируют между

собой и с составом слагающих ультрамафиты минералов. Так, в породах ГЛС Урала содержания MgO, с одной стороны, и Al₂O₃, CaO, NiO, SiO₂, Yb – с другой – независимо от массива аппроксимируются линейной зависимостью с отклонениями, не выходящими за пределы погрешностей анализов. Железистость и хромистость аксессуарной хромшпинели в шпинелевых фациях ГЛС Урала и мира связаны прямой линейной зависимостью с вариациями, не выходящими за пределы аналитических ошибок (рис.). Массовые доли глинозема в сосуществующих хромшпинели, орто- и клинопироксенах и породе также коррелируют между собой. По литературным данным были получены аналогичные зависимости по подконтинентальным гарцбургит-лерцолитовым комплексам мира. Моновариантные, не зависящие от региона зависимости между петрогенными элементами в ультрамафитах исключают влияние какого-либо дополнительного фактора на их количественные соотношения, например, реакции базитовых магм с породами этих серий.

Повышенная в некоторых образцах уральских ГЛС концентрация легких лантаноидов не связана с главными минералами-концентраторами РЗЭ – клино- и ортопироксенами, наблюдается только в породах и обусловлена присутствием неизвестных новообразованных фаз. Поэтому можно утверждать, что в постреститовый период пироксены не испытали существенного преобразования, ограниченного проявлениями синкинематической рекристаллизации и последующей изохимической ранней петельчатой серпентинизацией. Синтектоническая рекристаллизация явилась причиной преобразования первичной протогранулярной структуры ультрамафитов в порфирикластическую, обусловленную сосуществованием напряженных порфирикластов первичных силикатов и гранобластового агрегата необластов тех же минералов, принимаемого за продукт реакции ультрамафитов с базальтовым расплавом.

Изучение химизма преобразования шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые показало, что этот процесс проходил в изохимических условиях как для петрогенных [17], так и для редких элементов [18]. В ходе реакции шпинелевых лерцолитов с базальтовым расплавом первичные соотношения элементов должны были бы существенно измениться, что на самом деле не наблюдается.

Процесс частичного плавления, как правило, ограничен 30 % и заканчивается гарцбургитами. В редких случаях процесс продолжается дальше, вплоть до формирования хромитит-дунитовых серий (юго-восточный блок Кемпирсайского массива). В ходе гравитационной дифференциации образуются магматогенные убого- и редковкрапленные руды с высокохромистой хромшпинелью. Эти хромититы, наряду с выпавшими ламелями хромшпинели из пироксенов вмещающих пород стали питающей средой для образования богатейших латераль-секреционных хромитовых месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива [19].

В отличие от подконтинентальных ультрамафитов мантийная последовательность офиолитов, как правило, представлена слабо дифференцированными гарцбургитами. После их формирования в ходе частичного плавления существенную роль играли процессы синкинематической дифференциации [20], при которой на месте гарцбургитов была образована триада дунит-вебстерит-хромитит. Пропорции этих пород статистически близки количественным соотношениям оливина, пироксенов и хромшпинели в материнской породе, а составы минеральных фаз наследуют таковые в гарцбургитах (например, хромшпинель - рис.). В этом заключается одно из наиболее значимых отличий продуктов метаморфической дифференциации от реститов. Другое отличие – масштабы проявления: первый процесс охватывает громадные объемы, о чем свидетельствует постоянство нормированной на постоянную железистость величины Cr/(Cr+Al) в аксессуарной хромшпинели во всех без исключения шпинелевых фациях ГЛС Урала и мира [21]. Масштабы второго процесса незначительны и контролируются степенью тектонической

переработки материнской породы.

Выводы. Ультрамафиты складчатых областей испытали два последовательных этапа формирования: магматический и метаморфический. На первом, в ходе частичного плавления вещества верхней мантии, возникли два типа ультрамафитов: а) (дунит) – гарцбургит - шпинель-лэрцолитовая серия и б) гарцбургиты с относительно постоянным соотношением и составом слагающих минералов. Метаморфический этап включает преобразование шпинелевой фации в плагиоклазовую, синтетектоническую дифференциацию, регрессивную петельчатую серпентинизацию и последующий прогрессивный метаморфизм. Продукты реакции базит-рестит прослеживаются только в краевых частях офиолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН, программа № 21 "Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология", проект "Изотопно-геохимическая эволюция вещества мантии при формировании палеокеанических структур Земли".

Литература

1. Kelemen P., Dick H.J.B., Quick J. // Nature. 1992. V. 358. P. 635-641.
2. Van der Wal D., Bodinier J-L. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 122. P. 387-405.
3. Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Dijkstra A.H., Drury M.R. // J.Petrol. 2003. V. 44. № 10. P. 1759-1785.
4. Lenoir X., Garrido C. J., Bodinier J.-L. et al. // J. Petrol. 2001. V. 42. № 1. P. 141-158.
5. Dijkstra A.H., Barth M.G., Drury et al. // Geochemistry, Geophysics, Geosystem. 2003. V. 4. 24, doi:10.1029/2001GC000278.
6. Le Roux V., Bodinier J.-L., Tommasi A., Alard O. et al. // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 259. P. 599–612.
7. Kaczmarek M-A., Muntener O. // J. Petrol. 2008. V. 49. № 12. P. 2187-2220.
8. Quick J. // J. Geophyscal Res. 1981. V. 86. № B12. P. 11837-11863.
9. Arai S., Takada S., Michibayashi K., Kida M. // J. Petrol. 2004. V. 45. № 2. P. 369-389.
10. Soustelle V., Tommasi A., Bodinier J.L., Garrido C.J., Vauchez A. // J.Petrol. 2009. V. 50. № 7. P. 1235-1266.
11. Rampone E., Piccardo G.B., Vanucci R., Bottazzi P. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 4557-4569.
12. Dick H.J.B. // Magmatism in the Ocean Basins. 1989. V. 42. Geological Special Publication: London. P. 71-105.
13. Dijkstra A.H., Drury M.R., Vissers R.M.L. // J. Petrol. 2001. V 42. P. 5-24.
14. Hanghøj K., Kelemen P.B., Hassler D., Godard M. // J. Petrol. 2010. V. 51. № 1&2. P. 201-227.
15. Dick H.J.B., Lissenberg C.J., Warren J.M. // J.Petrol. 2010. V. 51. № 1&2. P. 425-467.
16. Jaques A.L., Green D.H. // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. № 3. P. 287-310.
17. Чаурухин И.С., Штейнберг Д.С. // Ежегодник-1987 ИГГ УрО РАН. Свердловск. 1988. С. 43-47.
18. Rampone E., Piccardo G.B., Vanucci R., Bottazzi P., Ottolini L. // Contrib Mineral Petrol. 1993. V . 115. P. 1-17.
19. Чаурухин И.С., Вотяков С.Л. // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С 140-156.
20. Савельева Г.Н. // Труды ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 127. Свердловск, 1977. С. 3-17.
21. Dick H.J.B., Bullen T. // Contrib Mineral Petrol. 1984. V. 86. P. 54-76.

ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГАРЦБУРГИТОВ КАЛНИНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А. И. Чернышов, А.Н. Юричев, А.В. Кичеева
(Томский государственный университет, Томск, aich@ggf.tsu.ru)

Введение. Настоящее исследование направлено на характеристику петроструктурных особенностей гарцбургитов Калнинского хромитоносного массива, являющегося фрагментом нижней части Куртушибинского офиолитового покрова, выделенного в северо-западной части Западного Саяна [1]. Он представлен реститовым образованием дунит-гарцбургитового комплекса и с ним связано хромитовое оруденение, приуроченное к линейным участкам интенсивного реститования мантийного субстрата и обусловленное метаморфической сегрегацией хромшпинелидов в рудные линейно-полосчатые тела в процессе высокотемпературного пластического течения.

Петрографические особенности. Исследуемые гарцбургиты имеют свежий облик. Структура среднезернистая, мезогранулярная с признаками порфирокластеза. Текстура однородная. Количественно-минералогический состав: оливин ~ 85%, энстатит ~ 15%. Отмечаются хромшпинелиды, лизардит, тальк и тремолит.

Порода сложена преимущественно зернами оливина со средними размерами 2-5 мм, наряду с которыми встречаются более мелкие и более крупные индивиды до 10 мм. Они имеют обычно субизометричную форму с плавными извилистыми границами. Мелкие и средние зерна оливина часто интенсивно пластически деформированы, для них характерно резко выраженное волнистое и субблоковое погасание, многочисленные полосы пластического излома. По границам деформированных зерен и в их внутренних частях отмечаются зонки синектонической рекристаллизации с образованием мелкозернистых мозаичных агрегатов, в зернах которого сохраняются признаки пластических деформаций. Наиболее крупные зерна обладают однородным погасанием, либо слабо деформированы и имеют неоднородное субблоковое погасание. Иногда они дезинтегрированы на отдельные субблоки. В зернах оливина в незначительной степени развиты жилки петельчатого lizardита.

Зерна энстатита имеют ксеноморфную форму по отношению к оливину. Их размер составляет до 3 мм. В отличие от оливина они деформированы в меньшей степени, наблюдается слабо выраженное волнистое погасание. Зерна в незначительной степени подвержены вторичным изменениям, выраженным в развитии по ним тремолита и талька.

Хромшпинелиды встречаются в виде единичных зерен и небольших скоплений. Их размер 0,5-1 мм. Они имеют эвгедральную форму и окрашены в красно-бурый цвет.

Петроструктура гарцбургита.

Оливин. Устанавливаются два плоскостных структурных элемента: плоскость полосчатости (S_1) (азимут простирания 315° , угол падения 80° ЮЗ), обусловленная струйчатым распределением энстатита, и плоскость пластического кливажа (S_2) (азимут простирания 350° , угол падения 75° СВ), выявленная микроструктурным анализом. Петроструктурные исследования выполнены как для мелких и средних исходных пластически деформированных зерен оливина (Ол-1), так и для крупных (Ол-2), разделенных условно по размерам.

Для мелких и средних пластически деформированных зерен оливина устанавливаются строгие предпочтительные узоры оптических ориентировок осей Ng, Nm и Np (рис., Ол-1). Оси Ng концентрируются в субгоризонтальный максимум высокой плотностью (8%), имеющий ССЗ направление, который лежит в плоскости полосчатости (S_1). Этот максимум Ng имеет отчетливую тенденцию к растягиванию в пояс в плоскости пластического кливажа. В поясе наблюдается локальный субвертикальный максимум (6%). Оси Np концентрируются в пояс, нормальный субгоризонтальному максимуму Ng. В поясе четко проявляются два субгоризонтальных максимума (6% и 8%), один из них ориентирован перпендикулярно плоскости полосчатости, а другой – плоскости пластического кливажа, которые, очевидно, отражают два этапа пластических деформаций оливина. Оси Nm образуют субизометричное поле концентрации, в котором выявляются локальные максимумы, при этом один из них с наибольшей плотностью (6%) располагается нормально к плоскости полосчатости и пространственно совмещается с максимумом осей Np.

Крупные слабо деформированные и недеформированные зерна оливина обнаруживают петроструктурные узоры, близкие более мелким деформированным зернам. Очевидно, большая часть наиболее крупных зерен унаследуют ориентировки мелких и средних индивидов. Однако максимумы кристаллооптических осей крупных зерен обнаруживают угловые расстояния с аналогичными максимумами мелких и средних зерен и, в отличие от последних, тесно связаны с плоскостью пластического кливажа (S_2).

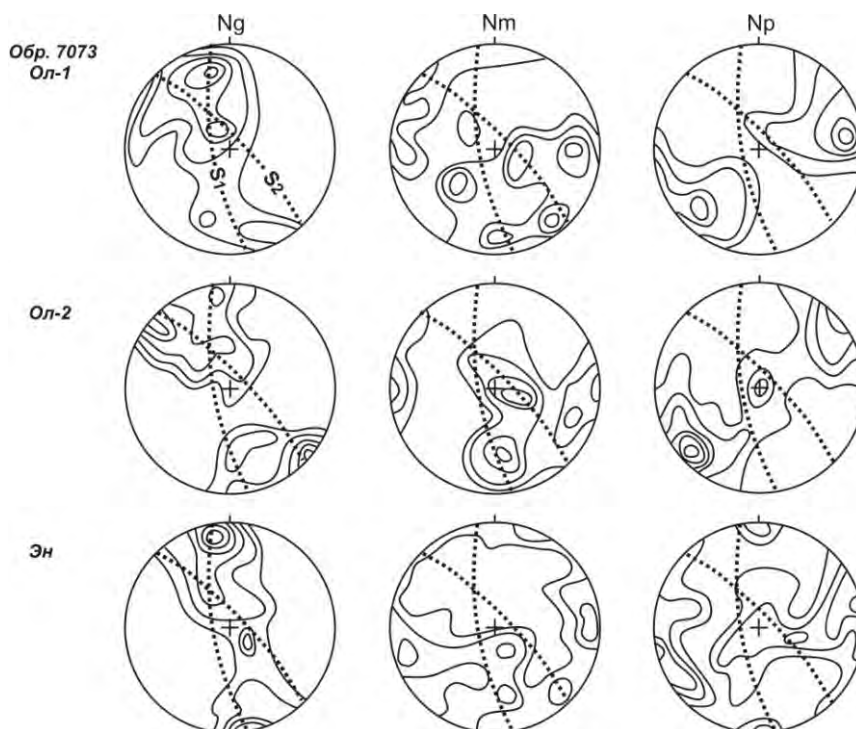


Рис. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина (Ол) и энстатита (Эн) в гарцбургитах Калнинского массива.

Диаграммы построены по 100 замерам кристаллооптических осей минералов. Изолинии: 1-2-4-6-8-10 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии – плоскости пластического течения (S_1 – полосчатость, S_2 – кливаж).

Крупные зерна отличаются наличием строгих предпочтительных петроструктурных узоров всех трех кристаллооптических осей Ng, Nm и Np (рис., Ол-2), которые обнаруживают тесную связь с плоскостью пластического кливажа (S_2). Оси Ng локализируются в горизонтальный максимум значительной плотности (8%), отражающий их преимущественную ориентировку в направлении СЗ-ЮВ, который составляет с максимумом Ng деформированных зерен угол 35° . Максимум Ng крупных зерен располагается в плоскости пластического кливажа (S_2) и обнаруживает тенденция к растягиванию в пояс. Оси Np концентрируются в вертикальный пояс, нормально горизонтальному максимуму осей Ng. В поясе четко выделяется один максимум с высокой плотностью (10%), ориентированный перпендикулярно плоскости пластического кливажа. Оси Nm образуют более сложный петроструктурный узор. В плоскости пластического кливажа наблюдается субвертикальный максимум осей Nm (6%), который находится в ортогональном положении относительно максимумов осей Ng и Np. Часть осей Nm образуют горизонтальный и субгоризонтальный максимумы (4%, 6%), которые располагаются под острым углом и симметрично к плоскости пластического кливажа, при этом один из них лежит в плоскости полосчатости, а другой ориентирован нормально к ней.

Энстатит. Петроструктурные узоры осей Ng, Nm и Np энстатита обнаруживают сходство с узорами аналогичных осей мелких и средних деформированных зерен оливина и тесно связаны с плоскостью полосчатости (S_1) (рис., Эн). Оси Ng концентрируются в пояс в

плоскости полосчатости. В нем отчетливо проявляется субгоризонтальный максимум высокой плотности (10%), пространственно совпадающий с максимумом осей Ng деформированных зерен оливина. В поясе также наблюдается локальный субвертикальный максимум (4%). Оси Nr образуют пояс концентрации нормально максимуму Ng, в котором отчетливо выражен горизонтальный максимум, ориентированный перпендикулярно плоскости полосчатости и пространственно совмещенный с максимумом осей Nr мелких зерен оливина. Отмечается тенденция к растягиванию максимума осей Nr в горизонтальный пояс. Также наблюдается локальный максимум слабой концентрации (2%), совмещенный с максимумом осей Ng. Оси Nm образуют сложный узор, представляющий комбинацию двух поясов, которые располагаются нормально к горизонтальному и субвертикальному максимумам осей Ng. В поясах отмечаются локальные максимумы невысокой плотности, один из них совмещен с максимумом осей Nr, перпендикулярным плоскости пластического кливажа, другой совпадает с субвертикальным максимумом осей Ng.

Обсуждение результатов петроструктурного анализа.

Оливин. Петроструктурные узоры оливина в исследуемых гарцбургитах имеют близкий характер распределения кристаллооптических осей Ng, Nm и Nr. Их анализ позволяет установить две стадии пластических деформаций.

Первую стадию воссоздают петроструктурные узоры пластически деформированного оливина, которые характеризуются наличием горизонтального максимума осей Ng и вертикальным поясом осей Nm и Nr. При этом максимум осей Ng отражает преимущественную их ориентировку в северо-западном направлении согласно полосчатой внутренней структуре массива (S_1). Образование такого петроструктурного узора оливина, вероятно, осуществлялось высокотемпературным внутрикристаллическим трансляционным скольжением по системам (010)[100] и {0kl}[100] в динамически активной зоне, в зоне перехода верхней мантии и корневых частей земной коры. На этой стадии пластическое течение гарцбургитов осуществлялось согласно полосчатости дунит-гарцбургитового субстрата северо-западного простиранья, которое фиксируется максимумом осей Ng, отражающим направление растяжения. При этом направление сжатия отражает максимум осей Nr. Такой петроструктурный узор свидетельствует о том, что пластическое течение протекало в условиях осевых деформаций в режиме снижения температур (от 900 °C), умеренной и высокой скорости (10^{-5} – 10^{-2} с⁻¹) и низкого всестороннего давления (≈ 5 кбар). Пластические деформации на этом этапе носили неоднородный характер и осуществлялись, преимущественно трансляционным скольжением и синтетектонической рекристаллизацией. В результате зерна оливина в гарцбургитах приобретают характерное неоднородное волнистое погасание, характеризуются наличием многочисленных полос излома и подвергаются порфирокластезу.

Вторую стадию отражают петроструктурные узоры крупных порфиробластовых слабо деформированных зерен оливина. Отсутствие признаков пластических деформаций в крупных зернах оливина показывает, что этот этап носил прогрессивный характер и осуществлялся при повышении температур. При этом пластические деформации сменяются вторичной рекристаллизацией отжига, которая осуществлялась в условиях незначительно меняющегося поля напряжения (S_2), на что указывают угловые расстояния между максимумами осей Ng, а также плоскостями S_1 и S_2 . Этот процесс протекал при постепенно уменьшающейся внутрикристаллической энергии зерен оливина. При этом сохранялась высокая межзерновая свободная энергия, способствующая разрастанию свободных от дислокаций зерен за счет поглощения неблагоприятно ориентированных и насыщенных дислокациями деформированных индивидов посредством перемещения границ [2]. В результате формируются гарцбургиты с плавными границами зерен оливина, часто сходящимися под углом 120°. Новообразованный оливин отличается отсутствием

признаков пластических деформаций и имеет однородное погасание.

Энстатит. В гарцбургитах оказывается менее подвержен пластическим деформациям. Установленные петроструктурные узоры оптических ориентировок энстатита имеют близкий характер распределения кристаллооптическим осям пластически деформированного оливина. Оптические ориентировки оливина и энстатита тесно связаны между собой и, несомненно, являются сингенетичными. На их сингенетичность в гарцбургитах офиолитовых комплексов неоднократно обращалось внимание многих исследователей [3].

В метаморфических перидотитах, деформация энстатита осуществляется, главным образом, трансляционным скольжением по высокотемпературной системе (100)[100] при температурах 800-1300 °С, P до 10 кбар и $\dot{\epsilon}=10^{-4}-10^{-7}c^{-1}$, что соответствует трансляционному скольжению в оливине по (010)[100]. При этом оси Ng энстатита образуют максимум концентрации, ориентированный параллельно оси растяжения, который, обычно, пространственно совмещен с максимумом Ng оливина. Эти максимумы отражают преимущественное направление трансляции в минералах, контролируемое пластическим течением (S_1). Оси Nm в результате трансляции формируют максимум, который располагается перпендикулярно к плоскости полосчатости (S_1), и ориентируются параллельно оси сжатия, при этом максимум Nm энстатита пространственно совмещается с максимумом Nr оливина. Пластические деформации энстатита в участках повышенных скоростей приводят к образованию удлиненных зерен и появлению неоднородного, волнистого погасания и полос пластического излома. Отмечаемое усложнение оптических ориентировок зерен энстатита обусловлено синтетектонической рекристаллизацией. При этом часть осей Nr деформированного энстатита образуют максимум, пространственно совмещенный с максимумом осей Nr оливина, отражающим направление сжатия.

Литература

1. *Петрология* и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна: науч. изд. / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак, Л. Г. Пономарева, Г. Н. Савельева, А. А. Савельев. Новосибирск: Наука, 1977. 223 с. 2. *Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 168 с. 3. *Чернышов А.И.* Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 216 с.

КУЛТУМИНСКИЙ ГЕТЕРОГЕННЫЙ ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВЫЙ МАССИВ, ОСОБЕННОСТИ ЕГО СТРОЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Н.Е. Чернышова

(ООО «Востокгеология», Чита, Nad1277@mail.ru)

Култуминский массив интересен тем, что к нему приурочено одноименное скарновое месторождение и золото-медно-порфировое проявление, поэтому установление природы слагающих его пород помогут уточнить особенности и условия образования руд.

Массив расположен в Газимуро-Заводском районе Забайкальского края. Относится к шахтаминскому комплексу поздней юры и в структурном плане приурочен к ядерной части Култума-Ушумунской антиклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями белетуйской и известняками быстринской свит венд-раннекембрийского возраста. С поверхности массив представляет овальное тело площадью около 40 км², сложенное породами разнообразного гранитоидного состава, имеющими весьма сложные взаимоотношения.

Изначально происхождение массива трактовалось как магматическое, но его детальное изучение (980 шлифов, полевые наблюдения и изучение фотодокументации) позволило установить его полигенную природу. Массив слагают магматиты, формировавшиеся, как при кристаллизации чистой магмы, так и образовавшиеся в зоне эндоморфизма и метасоматическим путём:

- магматические гранитоиды кристаллизовались из первичной магмы средне-кислого состава;

- эндоморфные магматиты формировались в зоне эндоконтакта из магмы, обогащенной химическими элементами, поступившими из вмещающих пород в результате их контаминации [1]. Сформированные из «загрязнённой магмы» гранитоиды имеют иную структуру, текстуру и вещественный состав, по сравнению с исходной магматической породой, формирующейся из чистой магмы. Состав, образующихся пород определяется составом исходной магмы и ассимилированных вмещающих пород осадочной толщи;

- метасоматические гранитоиды сформированы в результате замещения терригенно-осадочных толщ трансмагматическими флюидами (минерализаторами) и летучими компонентами нормальных гранитоидов.

Эндоморфные (гибридные) и метасоматические магматиты массива внешне близки к нормальным гранитоидам, несколько отличаясь от них составом и структурой. Для них характерен большой разброс в составе и частая смена отдельных видов пород на небольшой площади, при этом сохраняется определённый ритм в смене их разновидностей, обусловленный составом вмещающей осадочной толщи.

Распределение и соотношение магматогенных и метасоматических пород во многом обусловлено разрывной тектоникой, определяющей пути движения летучих компонентов, растворов и расплавов. Выделить в пределах массива более или менее изолированные поля генетических разновидностей гранитоидов трудно. В целом же массив представляет собой сложное взаимоотношение гетерогенных гранитоидов. Магматические породы, отвечающие по составу исходной магме, наблюдаются, в основном, в северной части. На юге массива они наблюдаются фрагментарно, здесь в основном распространены эндоморфные гранитоиды и диоритоиды, а также метасоматические граниты, наблюдающиеся чаще в приконтактных частях и вдоль разрывных нарушений.

Каждая генетическая разновидность гранитоидов характеризуется определённым набором признаков. Магматические представлены преимущественно гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Их краевые фации имеют более меланократовый облик, по составу отвечая диоритовым порфиритам. Для магматических пород характерен достаточно монотонный облик и состав, как по латерали, так и на глубину. Их контакты с вмещающей толщей резкие, через зоны высокотемпературного скарирования, количество посторонних включений в них минимально. Состав и строение являются типичными для магматических пород. Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры содержат порфировые вкрапленники кварца, плагиоклаза и биотита, в них наблюдаются растущие порфиробласты калиевого полевого шпата, реже альбита. Основная масса состоит из микролейст и микротабличек плагиоклаза, ксеноморфных зёрен кварца, калишпата, листочков биотита и зерен роговой обманки. Структура микрогранитовая. В диоритовых порфиритах краевой фации содержание кварца не превышает двух-трёх процентов калишпата – пяти процентов, доля роговой обманки и биотита по сравнению с гранодиоритами существенно повышается. Структура основной массы микропризматическизернистая.

Эндоморфные гранитоиды и диоритоиды слагают юго-западную часть массива, пространственно занимая промежуточное положение между магматическими и метасоматическими магматитами. Они отличаются большим разнообразием – от гранит-порфиров до диоритовых и андезитовых порфиритов. Именно эти породы традиционно

принимались за дайковый комплекс, входящий в состав массива. Однако, распределение разновидностей пород, принимаемых за дайковые, сходно с переслаиванием осадочных пород вмещающей толщи. Мощность выхода отдельных разновидностей колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. Контакты непостоянны, они бывают резкими и постепенными, часто переход гранитоидов к диоритоидам идёт через промежуточные разности плагиогранит-порфиров и биотит-плагиоклазовых порфиритов. Зависимость состава магматических пород от осадочных, подчёркивается реликтовыми микровключениями последних в соответствующих магматитах. В гранит-порфирах наиболее часто встречаются включения песчаников и серицитовых алевролитов, в биотит-плагиоклазовых порфиритах - биотитовых алевролитов и мергелей. Диориты и андезитовые порфириты содержат обособления мергелей и известняков.

Эндоморфные магматиты имеют необычный состав и структуру. Темноцветные минералы представлены не роговой обманкой, а актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. Амфибол и биотит чаще образуют не самостоятельные выделения, а находятся в сложных срастаниях. Для эндоморфных магматитов характерно несоответствие состава и структуры: при составе минералов типичном для гранитов, структура основной ткани породы диоритовая (призматическизернистая). Несоответствия в составах и структуре усиливаются по мере приближения эндоморфных магматитов к метасоматическим гранитоидам, чёткой границы между которыми нет.

Метасоматическая гранитизация и диоритизация наиболее сильно выражена в приконтактных частях массива и в участках с повышенной домагматической трещиноватостью пород. Переход осадочных пород в метасоматические гранитоиды всегда постепенный, через ряд последовательно сменяющихся зон.

Гранитизации предшествует контактовый метаморфизм. Он проходил при активном участии тепла и пневматолитов, что доказывается постоянным присутствием турмалина в ороговикованных породах. Гранитизация в ороговикованных осадочных породах (песчаниках, алевропесчаниках и слюдяных алевролитовых сланцах) начинается с роста порфиробласт плагиоклаза (альбита), кварца, затем биотита. Кварцевые порфиробласты формируются из скоплений, сложенных мелкими амёбовидными выделениями кварца, между которыми постепенно стираются отдельные границы. Порфиробласты плагиоклаза вырастают из кучных скоплениях серицита. Сначала они имеют «растрёпанные» края и извилистые границы и переполнены реликтовым серицитом. В процессе роста форма этих порфиробласт упорядочивается до нормальной кристаллографической, новообразованный плагиоклаз очищается от посторонних примесей, преобразуясь в нормальные порфиновые вкрапленники. Биотит формирует порфиновые вкрапленники из кучных мелкочешуйчатых скоплений. Основная масса метасоматических порфиновых гранитоидов довольно долго остаётся типичной для ороговикованных алевролитов и песчаников, постепенно и неравномерно приобретая черты магматических структур - микропойкилитовой, гипидиоморфнозернистой, аплитовой. Только на заключительных этапах своего формирования метасоматические гранитоиды приобретают магматический облик, но и тогда в них сохраняются многочисленные реликты исходной осадочной породы. Это связано с тем, что первичная порода пропитывалась и прорабатывалась растворами неравномерно. Для метасоматических гранитов характерно несбалансированное количественное соотношение темноцветных и светлоокрашенных минералов, не всегда соответствующее норме, принятой для магматических пород. Все переходные разности от роговиков до метасоматических гранитов содержат обильные включения турмалина, что говорит об активной роли пневматолитов в их формировании.

Метасоматические диориты формируются по силикатно-карбонатной толще. Образование темноцветов (актинолит-тремолита, частично биотита) идёт за счёт глинисто-

карбонатной части. Метасоматические диоритоиды имеют структуру практически призматическизернистую, характерную для диоритов, но состав – актинолит и кислый плагиоклаз, часто близкий к альбиту, остаётся не типичным для средних магматитов.

В пределах Култуминского массива широко проявлена активная постмагматическая в том числе и гидротермально-метасоматическая деятельность. Проявлена она не на всей площади массива, а в основном приурочена к метасоматическим гранитоидам, локализованным вблизи юго-западного окончания лево-газимурского регионального разлома.

Начальные постмагматические преобразования пород выражаются высокотемпературным контактовым скарнированием и ороговикованием известково-терригенной толщи. По известково-доломитовым породам были образованы гумит-оливиновые скарны, позднее в разной степени серпентинизированные. По алевролитам были сформированы пятнистые биотит-кордиеритовые роговики. Минеральный состав скарнов и роговиков существенно различается из-за разницы в составах вмещающих пород, по которым они были образованы, но химический состав слагающих их минералов имеет единый железо-магнезиальный уклон, поэтому химизм контактового метаморфизма сходен.

Продуктивные изменения в ороговикованных породах связаны с последующими гидротермально-метасоматическими процессами. Ранним гидротермально-метасоматическим процессом является фельдшпатолитизация, отмечаемая в центральной части массива, сложенной здесь эндоморфно-метасоматическими гранитоидными породами. Фельдшпатолиты приурочены к выходу эксплозивных брекчий, образовавшихся непосредственно после становления массива, в результате взрыва паробразных растворов, находящихся в надкритическом состоянии. Обломочный материал брекчии представлен гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, а цементом является кварц-калишпатовая аплитовидная масса. Формирование цементирующей массы относится к процессу фельдшпатолитизации средне-высокотемпературного кремне-щелочного метасоматоза. С этим процессом связаны незначительные концентрации молибдена.

Гидротермально-метасоматические изменения пород и, связанное с ними продуктивное оруденение происходило под воздействием единого субщелочного раствора. Особенно сильно изменены эндоконтактные части магматических пород, а также экзоконтакты алевролитов и доломитизированных известняков. Несмотря на то, что раствор един, формирующиеся метасоматиты имеют разный состав (метасоматические скарны и биотитолиты), что обусловлено различным составом исходных пород.

Скарны – образуются преимущественно по предварительно доломитизированным известнякам. В значительно меньшей степени скарнированы алевролиты и гранодиорит-порфиры.

Большое разнообразие скарнов обусловлено их образованием в разные температурные стадии, причём часто наблюдается наложение скарнов одной стадии на другую, что связано с тектоническими подвижками и сложным процессом движения растворов.

К *высокотемпературным скарнам* относятся пироксеновые и пироксен-гранатовые, но они пользуются слабым распространением и чаще отмечаются в реликтах, в виду того, что на них накладывается более позднее средне и низкотемпературное скарнирование.

В *среднетемпературную стадию* образуются более разнообразные по минеральному составу скарны: актинолитовые, эпидотовые, флогопитовые и состоящие из агрегатов этих минералов в разных количественных соотношениях. Среднетемпературные скарны и эндо-скарны содержат вкрапленность рудных, в том числе медьсодержащих минералов.

Низкотемпературные скарны образуются по высокотемпературным пироксеновым скарнам и по доломитовой толще в результате замещения их серпентином и клинохлором. Серпентин наблюдается двух генераций. Ранний – мелкочешуйчатый, появляется при

замещении оливина или пироксена, при этом часто выделяется магнетит. Второй – крупночешуйчатый до крупнопетельчатого. С серпентином второй генерации часто связаны медьсодержащие рудные минералы и золото.

Биотитолиты образуются по алевролитам экзоконтактов и в гранодиорит-порфирах эндоморфно-метасоматического генезиса.

Биотитолиты, в отличие от других метасоматитов, выделяются своеобразным характером замещения пород. Они, в предварительно ороговикованной или гранитизированной вмещающей породе образуют локальные микролинзы, микропросечки, микроучастки, сложенные только вторичными минералами. Сама порода при этом изменяется достаточно слабо. Образование таких микровключений гидротермалитов стало возможным в результате катаклаза, близкого к какиритизации (сильное мгновенно действующее давление), в результате чего, вмещающие породы подверглись общему беспорядочному растрескиванию. Минеральный состав включений биотитолитов различен и обусловлен эволюцией раствора, сменой его щелочно-кислотного режима. Одни включения соответствуют начальным стадиям процесса (внешние зоны метасоматоза) – альбит, калиевый полевой шпат, сфен, биотит. Другие отражают конечные стадии (внутренние зоны) – биотит, турмалин, кварц. Во всех этих включениях присутствует вкрапленность рудных минералов. Их состав зависит от стадийности метасоматического процесса, в начале пирротин и халькопирит, на завершении халькопирит и арсенопирит.

Химический состав минералов, слагающих скарны и биотитолиты близок. Основными элементами, входящими в состав минералов являются: щёлочи – калий и натрий (калиевый полевой шпат, альбит, биотит, флогопит); кальций (эпидот, гранат, актинолит, сфен); магний (доломит, серпентин, тремолит-актинолит); железо (биотит, магнетит, пирротин, халькопирит); титан (сфен, рутил, ильменит). Данный набор минералов свидетельствует о формировании скарнов и биотитолитов в ходе единого субщелочного метасоматоза в широком спектре температур.

Более поздние гидротермальные процессы, наблюдаемые в пределах Култуминского массива, приурочены в основном к разрывным нарушениям северо-западного направления. По этим зонам циркулировали кислые среднетемпературные и низкотемпературные гидротермальные растворы. Они вызывали березитизацию исходных пород. Характер и уровень продуктивности березитов напрямую зависел от степени и характера дробления исходных пород. В зонах с интентивным катаклизмом, где была возможна длительная свободная циркуляция раствора, постепенно меняющего свою кислотность, образовывались березиты с продуктивной медной и золоторудной минерализацией. Оруденение в основном локализовано в кварцевых прожилках, слабее – по массе березитизированной породы.

Завершается гидротермально-метасоматический процесс кислым низкотемпературным процессом аргиллизации. Она проявлена по наиболее поздним зонам трещиноватости. Процесс аргиллизации является пострудным и не несёт продуктивного оруденения, но он часто идёт по уже минерализованным другими процессами зонам и поэтому в процессе аргиллизации возможно переотложение ранее образованных рудных компонентов. Минералогически аргиллизация пород проявляется в замещении полевых шпатов и слюдяных минералов гидрослюдами и глинистыми минералами. Большую роль в них играют карбонаты и низкотемпературный кварц, которые развиваются на массу породы и образуют густую сеть прожилков.

Таким образом, образование пород Култуминского массива шло за счёт становления собственно магматических пород (из нормальной и контаминированной магм) и за счёт мобилизации осадочных пород пёстрого состава, неравномерно проработанных трансмагматическими флюидами. Следовательно можно допустить, что Култуминский массив расположен в кровле гранитоидной интрузии. Действие этой интрузии на

вмещающую толщу выражалось в термальном воздействии, приводившем к ороговиканию вмещающих пород, а её эманации способствовали образованию метасоматических гранитоидов и диоритоидов. В свою очередь в зоне эндоконтакта из гранитоидной магмы, загрязнённой усвоенными осадками, формировались эндоморфные гранитоиды. Гидротермальные растворы, выделяющиеся в процессе становления интрузии, способствовали гидротермально-метасоматическим преобразованиям пород и рудоотложению в них.

Месторождения Забайкалья молибден и медно-порфирового типа в основном приурочены к многофазным массивам гранитоидов сложного генезиса. Массивы, сложенные только «чистыми» магматическими породами, как правило, безрудны. Генетическое разнообразие гранитов свидетельствует об активной магматической и постмагматической деятельности, начинающейся формированием гранитов, а затем гранитоподобных пород и продолжается рудоносным метасоматозом и рудоотложением. Потенциально повышенной рудоносностью обладают выходы гранитоидов метасоматической природы, поскольку в их образовании принимают участие постмагматические флюиды. В пределах култуминского массива золото-медно-порфировое оруденение локализовано в южной части массива, где наблюдается всё разнообразие гранитоидов, но преобладают метасоматические и широко проявлены гидротермально-метасоматические процессы.

Таким образом, установление генезиса пород, слагающих гранитные тела и выделение среди них полигенных гранитоидов важно с целью разбраковки их на безрудные и потенциально рудоносные и для прогнозной оценки перспективных площадей.

Литература

1. Раген Э. Геология гранита / Э. Раген - М.: Недра 1979 – С.326

ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В БАЗАЛЬТОВЫХ ПОДВОДЯЩИХ КАНАЛАХ

С.Ю. Чистякова, Р.М. Латыпов
(Университет Оулу, Финляндия, sofya.chistyakova@oulu.fi)

Мафические дайки представляют собой подводящие каналы, по которым базальтовая магма доставляется к поверхности Земли. Наше недавнее изучение мафических даек из разных регионов мира показало, что они имеют ярко выраженную химическую зональность [1-5], которая может помочь в расшифровке процессов дифференциации и кристаллизации базальтовых расплавов в подводящих каналах. В данной работе мы детально изучили состав пород из одного сечения через крупную долеритовую дайку мощностью около 21 м и трех сечений через ее небольшую апофизу мощностью соответственно 69 см, 29 см и 17 см. Долеритовая дайка располагается на южном берегу острова Лупчинга (Пяозеро, Карелия). Породы дайки не обнаруживают признаков вторичных изменений и контаминации вмещающими породами, а также не содержат интрателлурических фенокристаллов. Обнаруженная химическая зональность показывает закономерные изменения с уменьшением мощности изученных сечений. В частности, тренды химического состава становятся более примитивными от края к центру долеритовой дайки (увеличивается MgO, магнезиальность, нормативная основность плагиоклаза и уменьшается P₂O₅). В узких сечениях апофизы эти тренды меняются на противоположные (уменьшается MgO, магнезиальность, нормативная основность плагиоклаза и увеличивается P₂O₅). Стоит также отметить, что химические тренды в сечениях апофизы являются аномальными, так

как поведение совместимых и несовместимых компонентов в них не согласуется с предсказаниями фракционной кристаллизации базальтовых расплавов. Для объяснения обнаруженной пространственной зональности мы предлагаем новую концепцию, которая привлекает совместное действие двух петрогенетических процессов. Первый процесс - это заполнение даек расплавом, который становится со временем все более эволюционированным в результате фракционной кристаллизации в более глубоких частях подводного канала. Второй процесс - это направленный кумулятивный рост кристаллов из текущего расплава в направлении от стенок к центру дайки. При этом предполагается, что текущий расплав эффективно удаляет жидкостной пограничный слой, возникающий вокруг растущих кристаллов. Важно отметить, что два упомянутых процесса имеют противоположный эффект на геохимический состав пород: первый делает их от края к центру дайки более эволюционированными, а второй, наоборот, более примитивными. Ключевая идея состоит в том, что породы дайки становятся более эволюционированными, когда распределение всех компонентов в расплаве контролируется жидкостным процессом, т.е. закалкой расплава и, наоборот, становятся более примитивными, если оно регулируется кумулятивным процессом, т.е. направленным кумулятивным ростом кристаллов от стенок к центру даек [1]. Аномальные химические тренды развиваются, по-видимому, в том случае, когда эти два процесса одновременно контролируют распределение разных групп химических компонентов. Изученная пространственная химическая зональность может отражать переход от пород, образованных главным образом закалкой расплава (апофиза) к породам, которые сформированы преимущественно направленной кумулятивной кристаллизацией этого расплава (долеритовая дайка). Скорее всего, это связано с уменьшением степени переохлаждения кристаллизующегося расплава в направлении от узкой апофизы к более мощной долеритовой дайке. Мы полагаем, что одновременное действие этих двух петрогенетических процессов (жидкостного и кумулятивного) является, вероятно, общей особенностью кристаллизации и дифференциации базальтовых расплавов в подводных каналах [6].

Работа выполнена при поддержке гранта Финской Академии Наук.

Литература

1. Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. // Geological Magazine 2009, v. 146, p. 485-496.
2. Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. // Lithos 2009, v. 112, p. 382-396.
3. Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. // Geological Magazine 2010, v. 147, p. 1-12.
4. Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. // In Srivastava R. K. (Ed.), Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation. 2011, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 569-581.
5. Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. // In Srivastava R. K. (Ed.), Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation. 2011, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 583-601.
6. Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. // Lithos 2012 (accepted manuscript).

ПЕТРОЛОГИЯ АМЫЛЬСКОГО РИОЛИТ-КОМАТИИТ-БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Т.Я. Корнев¹, А.Г. Еханин¹, С.К. Шарифулин³

¹Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск, sergei@kniigims.ru; ²Управление по недропользованию по Красноярскому краю)

Метавулканиты амьельского риолит-коматиит-базальтового комплекса широко развиты в Западном Саяне в трех структурно-формационных зонах (СФЗ) – Куртушибинской, Борусской и Кандатской, представляющих собой протяженные зеленокаменные пояса, приуроченные к глубинным разломам и оперяющим их дизъюнктивам. Состав их сложен, от коматиитов и базальтов до андезитов и риолитов, их туфов и связанных с ними

субвулканических тел и мелких массивов долеритов, габбро-долеритов и пикритоидов. Они развиты в метаморфизованных карбонатно-терригенных отложениях (снизу) амьльской, коярдской и нижнемонокской свит амьльской серии позднерифейского возраста, общей мощностью до 5-7 км. Формировались они в обстановках, близких к режиму зеленокаменных поясов.

Породы комплекса вместе с вмещающими отложениями амьльской серии испытали складчатость и региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, рассланцованы, метаморфизованы. Они прорваны гранитоидами маинского комплекса с возрастом 575 млн. лет. Детальное изучение этих пород позволяет выявить в них реликты первичного состава, структур и текстур и выделять фаціальную и формационную принадлежность.

Предыдущими исследователями породы комплекса относились к разным комплексам и формациям, от позднерифейского до раннекембрийского возраста, от риолит-базальтовой до дунит-гарцбургитовой и перидотит-габбровой. В последние годы собрано много новых данных, которые указывают на принадлежность их к одной полифаціальной риолит-коматиит-базальтовой формации основного, ультраосновного и кислого состава с широким диапазоном изменения пород и постепенными между ними переходами. Петрографические исследования (свыше 1000 шлифов и аншлифов), силикатные анализы указывают на принадлежность их к риолит-коматиит-базальтовой формации, сформированной в ранний этап подвижной магмоактивной зоны мафитового профиля, сопоставимой с крупными палеовулканическими магмоактивными зонами, которые по имеющимся данным по другим подобным регионам вполне сопоставимы с зеленокаменными поясами [1, 2, 3, 4].

Установлен одинаковый характер распространения этих пород в метатерригенных отложениях амьльской серии в Куртушибинской, Борусской и Кандатской СФЗ. Они тесно взаимосвязаны, переслаиваются между собой и ритмично чередуются, обычно в такой последовательности: метакоматииты – метабазаальты – метариолиты и метариодациты и их туфы. С последними разностями более широко развиты эксгальционно-осадочные породы – кремнистые сланцы, яшмоиды и кварциты.

В разрезах амьльской серии установлена в целом единая последовательность формирования этих пород. В нижней, амьльской, свите широко развиты почти недифференцированные монотонные более магнезиальные толеитовые метабазаальты и их туфы. В них редко устанавливаются ультраосновные и кислые разности. Эту группу пород можно выделять как начальную толеит-базальтовую субформацию этой формации. Она устанавливается во всех частях СФЗ. В залегающей выше коярдской свите рассматриваемые метавулканииты занимают больший объем, чем переслаивающиеся с ними метатерригенные отложения. На фоне преобладающих метабазаальтов и связанных с ними метаандезитов сравнительно широко развиты метапикробазаальты, метакоматииты, метариолиты, метариодациты и их туфы, субвулканические и возможно гипабиссальные разности и тесно связанные с ними эксгальционно-осадочные образования – углеродисто-кремнистые и углеродисто-кварцевые сланцы, силициты и кварциты. Большая часть вулканиитов относится к коматиит-толеитовой серии. Пластовые согласные тела метавулканиитов различных размеров переслаиваются между собой и с вмещающими отложениями. В пространственной связи с ними развиты мелкие комагматические им интрузивы хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации (калнинский комплекс) и анортзит-пироксенит-габбровой (булкинский комплекс). В залегающей выше нижнемонокской свите метавулканииты комплекса представлены в основном метабазаальтами и метариолитами, относящимися к известковисто-щелочной серии [3].

Метабазаальты формации в рассматриваемых СФЗ резко преобладают, кислые вулканииты развиты в объеме до 15%. В очаговых зонах вулканизма с более заметным развитием кислых разностей формации широко представлены эксгальционно-осадочные

образования. Породы нередко интенсивно сульфидизированы (пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит). Ассоциацию пород в коярдской свите можно выделять как риолит-коматиит-базальтовую субформацию амыльской свиты. Соотношение метавулканитов по стратиграфической вертикали подчеркивает общеизвестную тенденцию эволюции основного и ультраосновного магматизма в зеленокаменных поясах и вообще в крупных магноактивных зонах мафитового профиля [4]. Породы формации имеют все особенности, свойственные породам крупных магматических зон мафитового профиля, развитых в пределах зеленокаменных поясов (рис. 1, 2) и относятся к коматиит-базальтовой, толеит-базальтовой и щелочно-известковистой сериям.

Метакоматииты в связи с наложенными процессами складчатости и метаморфизма с трудом опознаются и нередко относятся к меланократовым базальтам, пикробазальтам, вариолитам, серпентинитам, серпентин-хлоритовым и актинолит-тремолитовым сланцам. В шлифах они определяются как хлорит-тремолит-серпентинитовые сланцы. Реликты закалочной структуры спинифекс, свойственной коматиитам устанавливаются, хотя и плохой сохранности. По нашим наблюдениям в Западном Саяне они часто присутствуют вместе с другими метавулканитами на золоторудных объектах и наиболее перспективных площадях. В отличие от других пород формации, они характеризуются повышенным фоновым содержанием золота – до 0.1 г/т. В них отмечаются высокие содержания золота от 0.1 до 6 г/т и нередко они по существу являются рудами золота.

Состав metabазальтов довольно монотонен. Породы мелкозернистые, афировые, реже порфиroidные, массивные и рассланцованные, отмечаются миндалекаменные разности. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом и халцедоном. Выделяются метаморфизованные пикробазальты, оливиновые базальты, базальты, андези-базальты. Часто они альбитизированы и хлоритизированы. Метабазальты состоят из основного плагиоклаза (лабрадора), до 40%, клинопироксена (40%), реже оливина (до 5-10%), вторичных – хлорита, роговой обманки, альбита, серицита, нередко отмечается эпидот, магнетит, ильменит, пирит [1, 3].

Метакоматииты занимают в комплексе объем не менее 15%. Это мелкозернистые и тонкозернистые породы – плотные, массивные и рассланцованные. Нередко видны порфиroidные выделения оливина или клинопироксена (диопсида), до 30% среди основной мелко-тонкозернистой массы серпентинизированного стекла, в котором устанавливаются удлиненные псевдоморфозы серпентина, тремолита, талька, актинолита и хлорита по клинопироксенам и оливином. Отмечаются удлиненные кристаллы оливина и клинопироксена, иногда они образуют сноповидные обособления среди раскристаллизованного стекла, а также структуры типа «елочки» и скелетные формы, отражающие реликтовые закалочные структуры спинифекс. В шлифах устанавливается, что порода состоит из замещенного серпентином оливина, клинопироксена (диопсид, авгит), реже ортопироксенов (энстатит, бронзит). Породы обычно содержат мелкую вкрапленность сульфидов. В метакоматиитах по р. Золотой наблюдаются классические закалочные структуры спинифекс с длинновытянутыми кристаллами клинопироксена и оливина, образующими решетчатую или метельчатую структуры в основной массе серпентинизированного стекла.

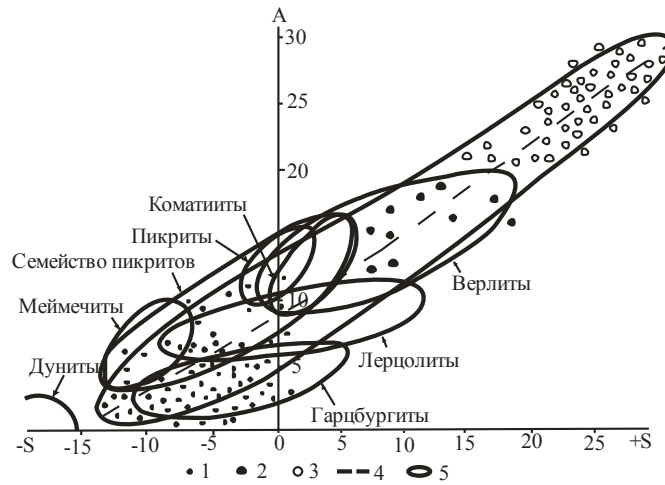


Рис. 1. Положение составов пород амьельского риолит-коматиит-базальтового комплекса позднерифейского возраста в Кандатском, Борусском и Куртушибинском зеленокаменных поясах на диаграмме А (Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O) - S (SiO₂-FeO+Fe₂O₃+MgO+MnO+TiO₂) по данным пород 1 - коматииты высокомагнезиальные и низкомагнезиальные, пикритоиды; 2 - базальты, пикробазальты, долериты; 3 - дациты, риолиты; 4 - вариационная линия составов пород амьельского комплекса, контур поля пород амьельского комплекса; 5 - положения полей составов пород на диаграмме коматиитов, пикритов, меймечитов, дунитов, гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, ортопироксенитов, клинопироксенитов по Канди [1983], Гревсу [1979].

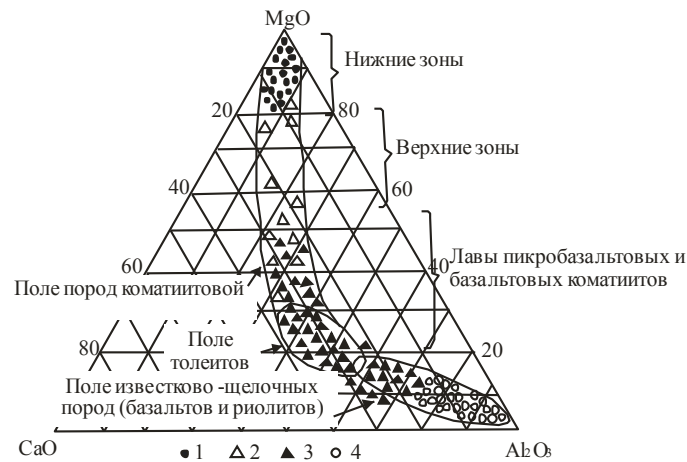


Рис. 2. Положение составов пород амьельского риолит-коматиит-базальтового комплекса позднерифейского возраста в Кандатском, Борусском и Куртушибинском зеленокаменных поясах на диаграмме CaO-MgO-Al₂O₃ 1-высокомагнезиальные коматииты, 2-низкомагнезиальные коматииты (пикритоиды), 3-пикробазальты, базальты, андезиты, долериты, 4- дациты, риодациты, риолиты. На диаграмме поля и уровни проявления соответствующих пород коматиитовой серии Австралии, Африки, Канады показаны по Конди [1983] и Гровец [1980].

Метариолиты и метариодациты развиты в формации до 15%. В сохранившихся породах видно, что они состоят из фельзитовой основной массы с порфировыми выделениями кварца, кислого плагиоклаза (олигоклаза) и редко калиевого полевого шпата.

Основная масса мелко-, равномернозернистая состоит из полевых шпатов, кварца и серицита. Породы содержат вкрапленность сульфидов, в основном пирита, реже арсенопирита. Структура порфировая, порфировые выделения представлены в риолитах кварцем, а риодацитах и дацитах чаще кислым плагиоклазом. При метаморфизме породы преобразуются в серицит-кварцевые сланцы. Первичные плагиоклаз и ортоклаз замещаются серицитом, кварцем, хлоритом, иногда мусковитом. Нередко породы нацело замещены тонкозернистой кварц-серицитовой массой и превращены в серицит-кварцевые сланцы, неотличимые от парасланцев. Выделяются ксенотуфы, с широким диапазоном состава, от базальтового до риолитового, кристалло- и литокристаллокластические туфы, развиты туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосланцы.

Породы рассматриваемого комплекса представляют собой продукт дифференциации единой пикрит-базальтовой магмы. По породам имеется свыше 150 силикатных химических анализов. Диаграммы построенные по ним показывают, что породы содержат повышенное количество магния и пониженное кремнезема, алюминия, кальция, щелочей, особенно калия. Наиболее распространенные базальты формации на диаграммах располагаются в поле базальтоидов срединно-океанических хребтов и внутриплитных базальтоидов. Анализы и диаграммы по ним подтверждают выделяемые нами ведущие разновидности пород, постепенные между ними переходы и отнесение их к единой риолит-коматиит-базальтовой формации (рис. 1, 2). На диаграммах видно, что все метакоматииты попадают в поле коматиитов и пикритоидов. По составу они аналогичны таковым Восточного Саяна, Енисейского кряжа и других регионов [1, 3, 4].

С породами амыльского риолит-коматиит-базальтового комплекса, и часто с риолитами, риодацитами и их туфами, связаны точки минерализации и рудопроявления золота золотосульфидного типа. С ними известны месторождения золота – Малошущенское, Кировское, Андреевское и большое количество известных перспективных рудопроявлений – Нижнеамыльское, Верхнеамыльское, Коярдское, Макаровское, а также рудопроявления меднопорфировых руд с золотом (Кантегирское, Тессинское) и платиноидов (Хайлыкское и Верхнеамыльское).

Литература

1. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск, КНИИГиМС, 2004, 176 с.
2. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, КНИИГиМС, 2006, с. 58-75.
3. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Зобов Н.Е., Шарифулин С.К., Еханин Д.А. Металлогения золота зеленокаменных поясов Восточного и Западного Саян, Красноярск, 2010, 227 с.
4. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983, 390 с.

КЛАССИЧЕСКИЙ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МОНЧЕГОРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Е.В. Шарков, А.В. Чистяков

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

Введение. Классический раннепалеопротерозойский Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс (МК) расположен в центре Кольского полуострова (рис.). Его изучение связано с именами А.Е. Ферсмана, Н.А. Елисеева, Е.К. Козлова, В.В. Шолохнева, В.Ф. Смолькина и многих других исследователей. Этот комплекс представляет собой один из крупнейших рудных узлов Российской Арктики и образован двумя крупными телами – Мончегорским никеленосным, платиноносным и хромитоносным плутоном и существенно габбровым массивом Главного хребта (Монче-Чуна-Волчьих-Лосевых тундр) [1, 2 и библиография там].

Геологическое строение. Комплекс общей площадью около 550 км² образован двумя крупными разновозрастными расслоенными интрузивами: Мончегорским плутоном ультраосновных и основных пород и преимущественно габброидным массивом Главного хребта (Монче-Чуна-Волчьих-Лосевых тундр) с возрастом ~2.5 и ~2.46 млрд. лет соответственно [3]. Интрузивы Мончегорского комплекса близки по типу кумулатов, и образованы переслаиванием дунитов, гарцбургитов, бронзититов, нориев, габбро-норитов и анортозитов, однако они существенно различаются как своей кумулятивной стратиграфией, так и распространенностью конкретных разновидностей пород. Если для Мончеплутона характерны преимущественно ультрамафические кумулаты с преобладанием ортопироксенитов, то для массива Главного хребта – кумулаты основного состава при подчиненной роли ультрамафических пород, среди которых преобладают дуниты. В середине палеопротерозоя (2.0-1.9 млрд. лет назад) комплекс попал в зону регионального Центрально-Кольского разлома и в настоящее время представляет собой коллаж из тектонических блоков.

Южное обрамление Мончеплутона, вдоль границы с палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структурой, сложено поясом сильно измененных расслоенных мафит-ультрамафитовых пород (участки предгорий горы Вуручуайвенч, Морошкового озера и Южной Сопчи). Эти участки имеют двухчленный характер разреза: внизу – метаморфизованные образования собственно плутона и вверху – своеобразный комплекс линзовидно-расслоенных такситовых пород с автономной по отношению к собственно плутону структурой и богатым платинометальным (ЭПГ) оруденением; он выделен нами в качестве второй фазы Мончеплутона. Мы полагаем, что изменение этих пород связано с надвижением супракрустальных образований Имандра-Варзугского рифта на Мончеплутон, сопровождавшимся их совместным расланцеванием и метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации. Интенсивность структурно-метаморфической переработки пород уменьшается с запада на восток, от фронтальной к тыловой части зоны разлома; собственно, Мончегорский плутон затронут деформациями и наложенным метаморфизмом в наименьшей степени, главным образом, в своем южном обрамлении

При близких в целом геохимических характеристиках пород, свидетельствующих об их происхождении за счет однотипных расплавов кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС), эти массивы заметно различаются по особенностям изотопных отношений Nd, что указывает на некоторые различия в составе плавившихся мантийных субстратов [1].

Рудная минерализация. Интрузивы Мончегорского комплекса, хотя и близки по типу кумулатов и произошли за счет сходных расплавов КВМС, существенно различаются характером рудной минерализации – с Мончегорским плутоном связаны промышленные месторождения Cu-Ni сульфидов, сопровождаемые ЭПГ-минерализацией, а для массива Главного хребта типична только последняя.

Промышленное месторождение хромитов расположено в дунитовой линзе в западной части Мончегорского плутона; тем не менее, его принадлежность к плутону дискуссионна, так как эта линза скорее всего является частью более молодого массива Главного хребта, секущего Мончеплутон [1].

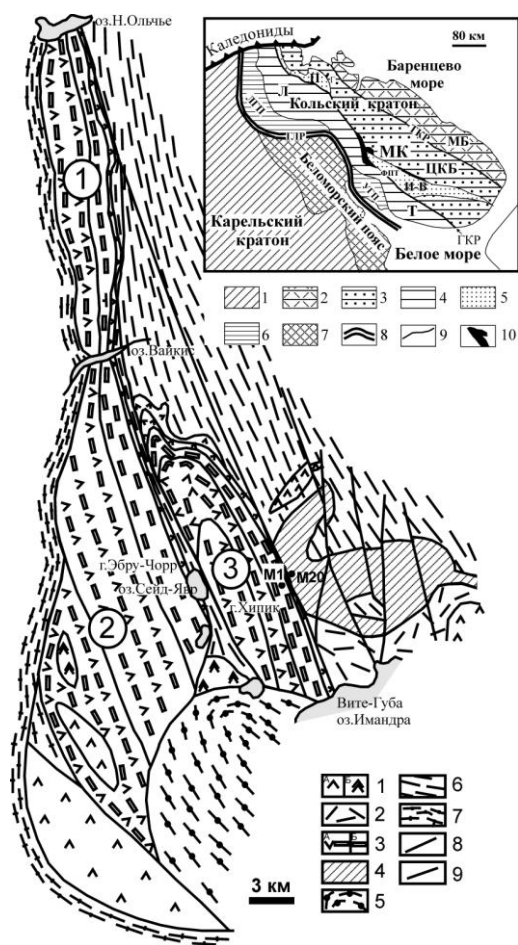


Рис. Схема геологического строения Мончегорского комплекса (по Шаркову, 2006).

1 – Имандровский комплекс; 2 – палеопротеро-зойские вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугской структуры; 3-4 – массив Главного хребта; 3а и 3б – к/з и трахитоидные габбронорит-анортозиты соответственно; 4 – габбро-нориты; 5 – Мончегорский плутон; 6 – супракраустальные породы позднего архея; 7 – диоритогнейсы и гранулиты кольской серии архея; 8 – гнейсы и мигматиты Лоттинского блока; 9 – Мончетундровский разлом; 10 – разломы и надвиги.

1 – хребет Волчья Тундра; 2 – хребет Чуна-Тундра; 3 – хребет Мончетундра; М1 и М20 – положение структурных скважин.

Положение Мончегорского комплекса в главных тектонических структурах северо-восточной части Балтийского щита (врезка)

1 – Карельский кратон; 2-6 – Кольский кратон; 2 – Мурманский блок (МБ), 3 – Центрально-Кольский блок (ЦКБ), 4 – Терско-Лоттинский блок (Т и Л – Терский и Лоттинский фрагменты), 5 – Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс (П и И-В – Печенгская и Имандра-Варзугская структуры, 6 – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс (ЛГП и УГП – Лапландский и Умбинский фрагменты); 7 – Беломорский подвижный пояс; 8 – среднепалеопротерозойский Главный Лапландский разлом (ГЛР); 9 – Титовско-Кейвский (ТКР) и Центрально-Кольский (ЦКР) разломы; 10 – раннепалеопротерозойские расслоенные интрузивы (МК – Мончегорский комплекс, ФПТ – Федорово-Панских тундр, Г – горы Генеральской).

Сингенетическая рудная минерализация в практически неизменном Мончегорском плутоне имеет четкую стратиграфическую привязку: к его Донной зоне приурочена Cu-Ni сульфидная прожилково-вкрапленная и шпировая минерализация (донная залежь); к самой нижней части Перидотитовой зоны – жильная медно-платиновая, а к самой Перидотитовой зоне – жилы сплошных медно-никелевых сульфидов, выклинивающихся как вниз, так и вверх по восстанию. Горизонт вкрапленного ЭПГ-Cu-Ni-оруденения (риф «Рудный пласт Сопчи») развит в средней части Пироксенитовой зоны. Первично-магматические минералы

платиновых металлов (МПМ) представлены преимущественно сульфидами, теллуридами и висмутидами Pd и Pt.

Богатая эпигенетическая малосульфидная ЭПГ-минерализация встречается в измененных в условиях зеленосланцевой фации породах южного обрамления Мончеплутона (участки предгорий горы Вурчуайвенч, Морошкового озера юга Сопчи и зона сочленения плутона и Мончетундровской части массива Главного хребта); в отличие от сингенетической, среди МПМ здесь широким развитием пользуются арсениды, станниды, антимониды и селениды. [4, 5, 6]. При этом месторождения южного обрамления Мончеплутона, до того, как попали в тектоно-магматическую переработку в середине палеопротерозоя, первоначально представляли собой риф, а зоны сочленения – по-видимому, фрагменты Мончетундры. Мы полагаем, что понижение роли сульфидов в рудопроявлениях связано с удалением из них серы в форме растворимого в воде SO₂ в процессе метаморфизма; тогда же происходила ремобилизация и частичное переотложение Pd и Pt с обогащением отдельных участков вплоть до промышленных концентраций. Иными словами, промышленная сингенетическая сульфидная Cu-Ni минерализация связана с неизменными породами, а промышленная малосульфидная ЭПГ-минерализация – с сильно измененными разновидностями.

Показано, что Мончегорский комплекс представлял собой долгоживущий магматический центр, развивавшийся на протяжении около 50 млн. лет. При этом Мончегорский плутон, согласно изотопно-геохронологическим данным, формировался около 2.5 млрд. лет назад, а массив Главного хребта – около 2.46 млрд. лет назад. При этом последний, по-видимому, пересекал Мончегорский плутон, и дунитовая линза в его западной части является фрагментом его нижней зоны.

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

Литература

- 1 Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. - М.: Научный Мир, 2006. 364 с.
- 2 Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. // Докл. АН, 2010. Т. 431. № 2. С. 216-222.
- 3 Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 354 с.
- 4 Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329-352.
- 5 Рундквист Т.В., Припачкин П.В. // Руды и металлы. 2009. № 4. С.15-24.
- 6 Кнауф В.В., Гусева Н.С. О новом рудно-формационном типе платинометалльных руд в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного плутона. 2010 // <http://www.natires.com/obramlenie.pdf>

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И МЕТАСОМАТИТОВ РЯБИНОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Н.В. Шатова

(ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, shatova_nadejda88@list.ru)

Введение. Проявления щелочного интрузивного магматизма мезозойского возраста имеют очень важное значение для металлогении Центральной части Алданского щита, так как с ними в регионе связано формирование мезотермальных месторождений золота, меди, молибдена, серебра, железа и других металлов.

Систематическое изучение щелочных магматических пород Центрально-Алданского района началось в 20-30-х годах прошлого столетия работами В.Н. Зверева, А.П. Бахвалова, Ю.А. Билибина, Р.В. Нифонтова, В.И. Серпухова и других. Однако пик в их изучении приходится на 40-60-е годы прошлого столетия, когда на основе обстоятельных минералого-петрографических и петрохимических исследований пород отдельных массивов (Томмотского, Ыллымахского, Якокутского, Юхухтинского, Инаглинского,

Рябинового и других) Ю.А. Билибиным [1-2] впервые была выделена так называемая самостоятельная «петрографическая провинция щелочных пород» Алданского щита, имеющая большое прикладное значение.

Рябиновый щелочно-сиенитовый массив является одним из типичных представителей этой «петрографической провинции щелочных пород» Алданского щита.

Массив расположен в северо-западной части Эльконского горста и представляет собой крупное интрузивное тело размером 7 на 6 км, прорывающее гранито-гнейсы и гнейсы архей-протерозойского возраста. Форма массива на современном уровне эрозионного среза эллипсоидная, неправильная, длинная ось ориентирована на северо-восток. В строении Рябинового массива выделяется три блока, которые по данным бурения на глубине 100 м объединяются в единое интрузивное тело. По геофизическим данным массив имеет форму лополита с падением контактов к центру массива. При сравнительно незначительных размерах Рябиновский массив обладает большим разнообразием плутонических, гипабиссальных и гидротермально-метасоматических пород, а также жильных, брекчиевых и рудных образований. К северо-восточной эндоконтактной части Рябинового массива приурочено одноименное золото-медно-порфировое месторождение, отличающееся прожилково-вкрапленным характером проявления рудной минерализации.

Исследованиями Е.П. Максимова, В.А. Подкопаева, Л.М. Реутова, А.Н. Угрюмова, А.Р. Энтина, Т.В. Билибиной, А.Д. Дашковой, В.К. Титова, В.В. Зайцева, А.Я. Кочеткова, А.А. Ким, В.И. Уютова и других геологов была доказана многофазность формирования Рябинового массива и показана контрастность состава пород, участвующих в его строении. На основе геологических наблюдений в массиве установлены две группы разновозрастных пород, соответствующих разным этапам его формирования, – более раннему алданскому плутоническому щелочно-сиенитовому комплексу и более позднему тобукскому гипабиссальному комплексу лампрофиров и габбро-монзонитов, проявленному преимущественно на северо-востоке района работ - в пределах штока Рябинового месторождения.

Однако, несмотря на высокую изученность территории Рябинового массива ряд принципиальных вопросов, касающихся его происхождения, возраста, минералогическо-петрографической и петрогеохимической характеристики пород остается до сих пор открытым и не до конца исследованным.

Цель работы заключалась в вещественной (классификационной) идентификации магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований.

В основу работы положены материалы, собранные при непосредственном участии автора в ходе проведения полевых работ в составе Эльконской партии отдела металлогении ВСЕГЕИ (2008-2011 г.г.). Всего в ходе полевых работ было отобрано 104 образца из наиболее представительных разновидностей щелочных интрузивных пород, участвующих в строении Рябинового массива.

В ходе камеральных работ были проведены следующие виды исследований:

- просмотрены и изучены все 104 прозрачно-полированных шлифа (ППШ), характеризующие основные различия пород, участвующие в строении Рябинового щелочно-сиенитового массива;

- для всех 104 образцов в ЦАЛ ВСЕГЕИ осуществлен комплекс лабораторно-аналитических исследований: дробление и истирание проб, приближенно-количественный спектральный анализ на 30 элементов (ПКСА), определение золота методом атомной абсорбции – АА (метод вскрытия «царской водкой»), определение Hg методом холодного пара – ААА, определение As, Sb, U, Th, Ta, Hf, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb и отдельных редких земель методом ICP MS (метод индуктивно-связанной плазмы), определение петрогенных

компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , ппп) методом рентгено-спектрального анализа;

- проведены микрозондовые исследования в 25 ПППШ с целью диагностики отдельных породообразующих минералов щелочнополевошпатовых сиенитов и определения их химического состава (минералов группы пироксена, в частности – эгирин-авгита, минералов группы амфибола, светлых калиевых слюд, полевых шпатов, карбонатов, сульфидов и др.);

- проведены изотопно-геохронологические исследования 19 образцов сиенитов Рябинового массива методом локального уран-свинцового изотопного датирования пород по акцессорным цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ, SHRIMP) и при непосредственном участии автора произведена интерпретация полученных изотопных данных.

Главные результаты исследований сводятся к следующему.

1. Интрузивные породы алданского комплекса, преобладающие в строении Рябинового массива, по вещественным и структурно-текстурным особенностям относятся к эгирин-авгитовым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам, характеризующаясь ярко выраженной ультракалиевой природой щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2-5$, таблица). Факты преобладания в строении массива нефелиновых сиенитов, на что указывалось в целом ряде публикаций [4-5], не нашли своего подтверждения. По мнению этих авторов, нефелин в породах массива подвергся почти полному замещению мусковитом и сохранился только на отдельных участках пород. Однако по материалам проведенного исследования мусковитизация и серицитизация проявлены на площади Рябинового массива исключительно локально и, главным образом, в пределах штока Рябинового месторождения. В основном теле интрузии мусковит и серицит, развивающиеся по альбитизированным фрагментам ортоклаза, в сумме редко достигают содержаний в 2-3%. При этом ни в одном из 104 изученных шлифов нефелин не был встречен, что также подтверждается микрозондовыми исследованиями.

2. Выделяемые в строении Рябинового массива породы алданского плутонического щелочно-сиенитового комплекса и тобукского гипабиссального комплекса лампрофиров, также их гидротермально измененные и минерализованные разности с золото-медно-порфирирового месторождения Рябиновое, чрезвычайно близки друг к другу по типу геохимической специализации, выраженный в сверхкларковых накоплениях в породах одного и того же спектра элементов - Au, Ag, Cu, Pb, W, Mo, Ba и Sr. При этом процесс рудообразования на месторождении шел на фоне привноса в среду минералообразования калия (до 12-14%) и многократного уменьшения содержаний натрия (0.2-0.7%). То есть ультракалиевый характер щелочной специализации пород массива хорошо согласуются с ультракалиевой специализацией гидротермалитов микроклин-серицит-карбонатного состава, вмещающих Au-Cu-Mo порфирировую минерализацию на Рябиновом месторождении.

3. Участвующие в строении Рябинового массива породы алданского плутонического щелочно-сиенитового комплекса и тобукского гипабиссального комплекса лампрофиров по данным изучения акцессорных цирконов методом локального U-Pb датирования имеют практически идентичный (нижнемеловой) радиологический возраст кристаллизации пород в 137 млн. лет.

Таким образом, в результате проведенных исследований осуществлена вещественная (классификационная) идентификация магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований. Показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит ультракалиевым щелочнополевошпатовым

Таблица

Петрогеохимические особенности щелочных интрузивных пород и метасоматитов Рябинового массива

Элементы	Алданский к-с					Тобукский к-с	
	1	2	3	4	5	8	9
SiO ₂ , %	59,87	64,12	63,91	61,57	63,03	55,30	50,25
Al ₂ O ₃	14,87	16,52	16,27	17,10	20,70	15,13	11,05
TiO ₂	0,58	0,29	0,37	0,22	0,17	0,66	0,59
Fe ₂ O ₃	4,77	3,05	3,32	1,39	1,29	4,79	4,29
FeO	1,25	0,65	0,64	0,67	0,19	2,22	2,64
MnO	0,17	0,11	0,09	0,06	0,03	0,14	0,13
MgO	0,97	0,32	0,45	1,15	0,03	2,59	10,09
CaO	3,41	1,23	1,30	1,78	0,05	4,77	6,40
Na ₂ O	3,22	3,84	4,16	0,48	0,42	3,94	0,97
K ₂ O	9,15	9,05	8,17	12,20	12,83	6,65	7,99
P ₂ O ₅	0,24	0,10	0,10	0,04	0,03	0,34	0,55
ппп	0,75	0,47	0,80	2,38	1,04	2,81	2,09
Сумма	99,35	99,81	99,64	99,63	99,67	99,60	99,50
V, г/т	220	179	92	117	120	93	200
Cr	14	9	17	48	5	57	300
Co	10	5	6	7	4	15	23
Ni	6	3	6	35	3	15	275
Rb	187	197	198	217	236	154	199
Sr	1351	423	589	456	158	1519	1110
Ba	1567	282	791	1433	1360	667	2000
Zr	199	295	250	591	451	137	212
Hf	5,1	7,6	6,5	12,8	8,4	3,3	5,2
Nb	21	14	11	23	21	9	8
Ta	0,5	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,2
Y	15,2	9,9	11,7	9,6	6,8	18,2	11,8
Th	7,5	12,7	16,2	3,8	2,6	7,1	3,4
U	3,3	4,3	3,8	2,8	2,7	2,1	1,7
W	1,9	1,8	2,3	4,8	3,8	1,5	1,5
Mo	2,5	6,6	3,5	4,3	4,3	2,0	1,8
Sn	3,2	2,6	2,5	2,0	2,2	2,2	3,0
Au	0,006	0,001	0,005	0,047	5,65	0,001	0,050
Ag	0,47	0,35	0,27	1,20	17,80	0,30	1,25
Cu	177	77	53	767	3083	120	1150
Pb	87	95	66	17	38	38	24
Zn	73	41	44	35	18	77	70
Bi	5,2	1,8	1,3	0,7	5,3	1,0	1,5
Hg	0,011	0,011	0,009	0,024	0,025	0,014	0,040
Sb	0,18	0,18	0,22	0,28	0,36	0,28	0,22
As	4,77	3,95	5,68	2,07	1,50	8,37	2,25

Примечание: 1 - эгирин-авгитовые сиениты, 2 - кварцевые эгирин-авгитовые сиениты, 3 - сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры, 4 - минерализованные сиенит-порфиры, 5 - сильно минерализованные (калишпатизированные и серицитизированные) сиенит-порфиры, 6 - пироксен-флогопитовые лампрофиры, 7 - эруптивные брекчии с лампрофировым цементом.

сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам [3], характеризующимся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba и Sr.

Проведено описание основных типов гидротермальных изменений и околорудных метасоматитов, связанных с процессом становления Рябинового массива, и дана их развернутая петрогеохимическая характеристика. Впервые на основе использования метода локального уран-свинцового изотопного датирования пород по акцессорным цирконам осуществлено геохронологическое датирование пород алданского и тобукского комплексов, участвующих в строении Рябинового массива. Показано, что основная масса интрузивных пород и метасоматитов массива была сформирована в интервале 143.3-125.0 млн. лет назад.

В итоге для территории района Рябинового массива были получены новые результаты, касающиеся, прежде всего, петрографических, геохимических и изотопно-геохронологических особенностей пород, участвующих в строении этого уникального в петрологическом и металлогеническом отношении массива.

Литература

1. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1941.
2. Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 264-432.
3. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.
4. Кочетков А.Я., Пахомов В. Н., Попов А. Б.// Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука, 1989. С. 79-110.
5. Кочетков А.Я.// Геология и геофизика, 2006. Т. 47, №7. С. 850-864.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.Я. Шевко¹, М.П. Гора¹, Е.П. Бессонова¹, Н.А. Голиков²

(¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, sp@igm.nsc.ru; ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, GolikovNA@ipgg.nsc.ru)

Термодинамическое моделирование в настоящее время является одним из наиболее перспективных методов при описании рудно-магматических систем. Развитие количественного модельного анализа процессов рудообразования должно сочетать накопление фактического материала по природным объектам и создание физико-химических моделей, описывающих возникновение и развитие этих систем от питающих магматических очагов до уровня разгрузки газогидротерм на поверхности современных активных вулканов.

В настоящее время все модели вулcano-гидротермальных систем строятся с использованием теоретически предполагаемых свойств разреза [1]. Использование методов изучения петрофизических свойств в сочетании с петрологическим описанием позволяют перейти к корректному заданию исходных параметров для построения физико-химических моделей с помощью уже разработанных программных комплексов [2], что, в конечном счете, определяет получение достоверных результатов.

Ранее нами показано, что пористость и проницаемость, а также теплоотдача с поверхностей флюидопроводника определяют фазовый состав флюида, поднимающегося от магматической камеры к земной поверхности [3]. В свою очередь, зоны фазовых переходов являются геохимическими барьерами, на которых могут накапливаться рудные компоненты.

В связи с этим, особенно важно изучение структуры термальных площадок и состава и свойств слагающих их пород. Такая работа была предпринята на активных вулканах Курильской островной дуги – влк. Эбеко (о. Парамушир), влк. Головнина и Менделеева (о.

Кунашир). Андезиты, андезидациты и дациты этих вулканических построек имеют массивную или пористую текстуру (пористость преимущественно пузырчатая) и порфиристую структуру с гиалопилитовой основной массой. Порфиристые выделения, количество которых достигает 30 об.%, представлены субидiomорфными кристаллами плагиоклаза, пироксена и титаномагнетита, а в случае дацитов к ним добавляется кварц.

Метасоматические изменения эффузивов выражены в частичном или полном замещении новообразованными минералами порфиристых выделений и базиса породы. На начальном этапе метасоматической переработки пород происходит пелитизация по трещинам порфиристых выделений плагиоклаза, остальные вкрапленники остаются неизменными. В дальнейшем процесс изменения захватывает как базис породы, так и порфирокристы с образованием аргиллизитов - пород, состоящих из кварца и его полиморфных модификаций, каолинита и других глинистых минералов.

Туфогенно-осадочные образования представлены обломками андезита и туфа в псаммито-алевритовом цементе. Текстура пористая с пузырчатым и щелевидным типом пористости, щели и каналы сосредоточены вокруг обломков. Структура кристалло- и литокластическая с различной степенью измененности обломков – от совершенно свежих кристаллов кварца, плагиоклаза, пироксена и округлых обломков андезитов до полностью аргиллизированных. В цементе широко развиты гидроокислы железа, придающие породе охристый до кирпично-красного цвет.

Исследования петрофизических свойств вулканических пород проводились по стандартным и общепринятым методикам, модифицированным с учетом того, что часть образцов имели кавернозную пористость. Выполнен следующий комплекс измерений:

- 1) Пористость методом водонасыщения (Кп)
- 2) Объемная и минеральная плотности
- 3) Абсолютная проницаемость по газу (Кпр)
- 4) Удельное электрическое сопротивление (УЭС) при естественном насыщении
- 5) УЭС при искусственном насыщении раствором с минерализацией 6 г/л
- 6) Изменение УЭС при повышении температуры от комнатной до 70 °С

Основные результаты проведенных исследований приведены в таблице

Проведенные исследования показали, что зависимость физических свойств пород от их текстурно-структурных характеристик и состава носит сложный характер. Как правило, плотные породы (андезиты, андезидациты, дациты), менее пористые и имеют наиболее высокие значения УЭС, а обломочные породы (туфы и туфобрекчии) имеют более высокую пористость и проницаемость и низкую плотность и УЭС. Проницаемость напрямую не зависит от пористости и осложнена метасоматической переработкой, которая приводит к изменению структуры порового пространства.

Измеренные значения удельного электрического сопротивления позволят корректно интерпретировать полученные ранее геофизические данные по изучению структуры подповерхностного пространства термальных площадок активных вулканов [4].

Величины пористости и проницаемости различных по составу и степени измененности пород могут послужить основой для термодинамического моделирования. Такой подход позволит в расчетах опираться на реальные количественные оценки физических и химических величин, характеризующих вулканно-гидротермальные системы, и в результате получить модель, адекватно описывающую рудно-магматические системы вулканических дуг. Это позволит более целенаправленно формулировать поисковые критерии и делать прогнозные оценки появления месторождений порфириковой формации, связанных с зонами активного вулканизма.

Таблица

Петрофизические характеристики вулканогенных пород

№ п/п	№ обр	Порода	Кпр, мД	Кп, %	Плотность, г/см ³		УЭС Ом*м
					объемная	минеральная	
1*	КН-10	Андезидацит	1728,0	33,41	1,76	2,64	18,40
2	КН-11	Андезидацит	17,46	14,08	2,25	2,62	53,48
3	КН-14	Андезидацит	15,75	19,10	2,13	2,64	46,33
4	КН-15	Андезидацит, измененный	9,01	34,77	1,45	2,23	7,20
5	КН-16	Андезидацит, измененный	39,00	38,51	1,32	2,15	12,20
6	КН-17	Туф, измененный	2069,4	61,86	1,07	2,80	3,84
7	КН-18	Туфобрекчия, измененная	334,09	50,78	1,34	2,72	9,34
8	КН-19	Андезидацит, слабоизмененный	397,44	32,79	1,76	2,61	11,21
9	КН-23	Дацит	42,33	21,70	2,05	2,62	40,88
10	КН-24	Дацит	240,64	24,91	1,89	2,52	22,52
11	КН-25	Дацит, слабоизмененный	25,73	14,65	2,23	2,61	67,30
12	ПР-117	Андезит	1,00	22,16	2,05	2,63	57,13
13	ПР-118	Андезит, измененный	126,02	27,85	1,91	2,64	39,54
14	ПР-119	Туфобрекчия, измененная	182,83	33,82	1,68	2,55	14,76
15	ПР-120	Андезит, измененный	1,22	18,26	2,00	2,45	27,70
16	ПР-121	Андезит	162,12	20,69	2,08	2,62	60,75
17	ПР-122	Андезит, измененный	0,22	22,69	1,87	2,42	27,02
18	ПР-123	Андезит, измененный	10,87	17,67	1,95	2,37	89,89
19	ПР-124	Андезит	1,18	22,74	1,99	2,58	63,13
20	ПР-125	Андезит	2,53	10,88	2,32	2,61	124,57

*1-8 – вулкан Головнина, оз. Кипящее, 9-11 – вулкан Менделеева, 12-20 – вулкан Эбеко.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта компании ОПТЭК 2012 г.

Литература

1. Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Бессонова Е.П.// Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 11. С. 1098-1109.
2. Бессонова Е. П., Гора М. П., Шевко А. Я., Чудненко К. В., Черепанова В. К.// Физика земли, 2011, № 6, с. 57–68
3. Бессонова Е.П., Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Черепанова В.К.// Докл. РАН., 2010, Т. 431, № 4, с. 521–525
4. Панин Г. Л., Котенко Т. А., Котенко Л. В., Карин Ю. Г.// Литосфера, 2010, № 3, с. 171–176

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРА УРАЛА

В.Р.Шмелев

(Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, shmelev@igg.uran.ru)

Зона сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического сектора Урала, известная как Главный уральский разлом (ГУР) [1], трассируется цепью массивов, сложенных габбро-ультрабазитовыми [2] и ассоциирующими с ними гранитоидными комплексами, различной формационной принадлежности. Эти комплексы выделяются в составе двух крупных ассоциаций: офиолитовой и постофиолитовой (платиноносной). Первая ассоциация пользуется преимущественным распространением на Полярном Урале (массивы Сыум-Кеу, Рай-Из, Войкарский), а вторая на Приполярном и Северном Урале (Щекуринский, Хорасюрский, Ялпингьерский и Чистопский массивы). Вместе с тем, практически в каждом из этих объектов устанавливается присутствие пород обеих ассоциаций.

Структурно-петрологическое и геохимическое изучение, проведенное автором, позволило установить основные закономерности становления пород комплексов, суть которых в обобщенном виде сводятся к следующим положениям.

1. Комплексы пород офиолитовой ассоциации обнаруживают вариации состава, как по латерали, так и по простиранию зоны ГУР, что является следствием первичной вещественной сегментации и последующей тектонической фрагментации. Анализ геологического и структурного материала позволяет утверждать, что общепринятая модель формирования разреза офиолитовой ассоциации [3] не находит полного подтверждения на уральских объектах. Например, устанавливается, что габброиды изначально занимали разное структурное положение – они не только «надстраивают» разрез мантийных ультрабазитов, но и могут располагаться вблизи его основания (массивы Сыум-Кеу, Войкарский).

Мантийные ультрабазиты (лерцолит-гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый комплексы) офиолитовой ассоциации по своим редкоземельным геохимическим характеристикам (повышенные содержания легких и средних РЗЭ, несовместимых элементов) не являются реститами в традиционном понимании. По имеющимся данным их следует рассматривать как образования, возникшие в результате частичного (10-25%) плавления, флюидно-магматической рефертилизации и депироксенизации (дунитизации и образования хромитов) протомантийного субстрата [4].

Габброидный (дунит-клинопироксенит-габбровый) комплекс офиолитов является расслоенным магматическим образованием, представленным двумя типами разреза. Породы комплекса параллельных долеритовых даек, прорывающие ультрабазиты и габбро, обнаруживают значительные вариации состава – от высокотитанистых базальтов N-MORB типа до базальтов с надсубдукционными геохимическими характеристиками. Среди базальтоидов первого типа устанавливаются необычные высококальциевые (до 5-6% K_2O) разновидности, ранее ошибочно относимые к пикритам (ультраосновным лампрофирам). По ряду признаков они сопоставимы с фюидизатно-эксплозивными (потенциально алмазоносными!?) образованиями [5].

2. Комплексы пород постофиолитовой ассоциации, располагаются в краевых частях офиолитовых массивов и совместно с последними надвинуты на образования палеоконтинентального сектора Урала. В составе ассоциации выделяется зональный дунит-клинопироксенитовый, клинопироксенит-габбровый, габбровый (габбро-норитовый) и габбро-диорит-плагиогранитный комплексы. На Северном и Приполярном Урале они

слагают массивы Платиноносного пояса [6]. На Полярном Урале в восточном контакте офиолитовых массивов преимущественным развитием пользуется габбро-диорит-плагиогранитный (собский) комплекс. Породы клинопироксенит-габбрового и габбро-норитового комплексов отмечаются в окружении массива Сыум-Кеу (масловский комплекс). Возможно, к этой ассоциации следует относить базиты хордьюсского комплекса в западном обрамлении Войкарского офиолитового массива, претерпевшие метаморфизм гранулитового и амфиболитового уровня.

Клинопироксенит-габбровый расслоенный комплекс, представленный клинопироксенитами (верлитами), оливиновыми и амфиболовыми битовнит-анортитовыми габбро, судя по минералогическим и геохимическим характеристикам, сформировался в процессе магматического фракционирования базальтоидной магмы в динамической и статической обстановке [5].

Породы габбро-норитового комплекса, представленные габбро-норитами, двупироксеновыми диоритами и роговообманковыми лабрадоровыми габбро являются генетически родственными образованиями, что подтверждается подобным характером распределения РЗЭ и более высоким уровнем содержаний лантаноидов. В отличие от расслоенных интрузий они не занимают определенного положения в разрезе и демонстрируют интрузивные взаимоотношения с породами клинопироксенит габбрового комплекса. По барометрической оценке породы обоих комплексов, кристаллизовались в промежуточных разноглубинных магматических камерах, что подтверждается их структурными различиями.

Породы габбро-диорит-плагиогранитного комплекса завершают формирование постофиолитовой ассоциации и могут рассматриваться как «остаточные» дифференциаты, кристаллизовавшиеся из расплавов близкого к габбро-норитам состава. Их отличает более высокий уровень содержаний РЗЭ и выраженная отрицательная Eu-аномалия, являющиеся признаками кристаллизационной дифференциации в малоглубинных условиях [5]. Возможно, часть гранитоидов жильно-инъекционного типа в составе комплекса является результатом анатексиса вмещающих габброидов в зонах сдвиговых дислокаций.

3. Динамический аспект формирования габбро-ультрабазитовых комплексов реконструируется по данным структурного и петроструктурного изучения пород.

В мантийных ультрабазитах офиолитовой ассоциации фиксируется не менее трех этапов высокотемпературных пластических деформаций, сопровождаемых образованием разномасштабных складчатых структур син - антиформного типа, линейных зон течения и динамометаморфической зональности. На коровом уровне деформации ультрабазитов сопровождались проявлениями высокотемпературного водного метаморфизма. Базитовые комплексы офиолитов испытали тектоническую трансформацию преимущественно в краевых, сдвиговых зонах течения с образованием бластомилонитов амфиболитового уровня.

Базитовые комплексы постофиолитовой ассоциации большей частью не являются обычными интрузивными или стратифицированными (*in situ*) магматическими образованиями. Сложенные ими массивы фактически представляют диапир-плутоны, в которых совмещены продукты разноглубинной кристаллизации базальтоидных расплавов. В своей эволюции они прошли стадию магматического (с формированием расслоенности), а затем твердопластичного диапира. Эти процессы запечатлены в массивах появлением субконцентрических структур и широкого спектра деформационных и рекристаллизованных микроструктур пород [7]. Гранитоидные комплексы также претерпели тектоническую трансформацию (милонитизацию) в краевых частях тел.

4. Габбро-ультрабазитовые комплексы северной части Главного Уральского разлома являются структурно-вещественными индикаторами различных геодинамических

обстановок. Формирование комплексов пород офиолитовой ассоциации определялось преимущественно надсубдукционной геодинамической обстановкой и происходило в окраинных океанических бассейнах. К «обычным» (СОХ-тип) офиолитам могут быть отнесены лишь небольшие фрагментированные тела ультрабазитов и базитов в меланже зоны разлома. Формирование комплексов пород постеофиолитовой ассоциации целиком определялось островодужной обстановкой и было сопряжено со становлением Тагильской и Войкаро–Щучьинской вулканогенных мегазон.

5. Согласно геологическим и изотопным данным формирование пород офиолитовой ассоциации завершилось в верхнем ордовике–нижнем силуре. В это же время началось формирование пород постеофиолитовой ассоциации, которое закончилось в девоне. Полученные в последнее время древние изотопные датировки для пород обеих ассоциаций, вносят усложнения в эту картину, но принципиально ее не меняют. В целом, сонахождение пород двух главных ассоциаций в зоне ГУР, имеющих различный возраст и природу, является отражением глобальных закономерностей в ходе эволюции земной коры Урала.

Литература

1. Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1: 1 000 000) / Ответ. редактор А.Л.Яншин. М.: Наука, 1977. 120 с.
2. Савельева Г.Н. // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404. М.: Наука, 1987. 246 с.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 236с.
4. Шмелев В.Р. // Петрология, 2011, том 19, № 6, с. 649–672.
5. Шмелев В.Р. // Литосфера, №2. 2005. С. 41–59.
6. Ефимов А.А. // Отечественная геология, 1999, №3, с.31–39.
7. Шмелев В.Р., Филиппова С.С. // Геотектоника, 2010. С. 65–86.

МЕТАСТАБИЛЬНОСТЬ И РАЗМЕРНОСТЬ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ: ТЕОРИЯ, ЭКСПЕРИМЕНТ, ПРИЛОЖЕНИЯ

К.И. Шмулович

(Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, kiril@iem.ac.ru)

Фазовые переходы и межфазовые реакции минерал – флюид сопряжены с образованием зародышей новых фаз, что требует некоторой степени пересыщения для преодоления активационного барьера. Весьма непривычные, но экспериментально измеренные, параметры кинетики фазового перехода во флюидной фазе типа $L+V \rightarrow L$ и $L \rightarrow L+V$ позволяют расширить временную шкалу метастабильности на миллионы лет. Исследования синтетических флюидных включений как модели существования метаморфического флюида нижних этажей коры показали, что вариации давления в области упругих деформаций кварца достигают +/- 100 МПа. Иными словами, разница внешнего (межзернового) и внутреннего давлений в изолированном флюидном объеме может достигать 100 МПа без изменения плотности флюида. Это не погрешность геобарометрии, а физическое свойство пористых сред. Часто приводимые в литературе оценки точности геобарометров по фазовому соответствию не включают указанную величину, хотя близки по абсолютным значениям.

При средних размерах зерен в метаморфических породах порядка 100 микрон, размерность флюидной фазы находится за пределами оптических наблюдений, т.е. < 5 микрон. Частично упорядоченные слои воды (по данным молекулярной динамики, МД) на поверхности минералов имеют толщину < 10 нанометров (плоская щель). Следовательно, три порядка размерности между макро- и нано- системами составляют переходную область с промежуточными термодинамическими свойствами флюида, хотя в петрологической литературе параметры определяются только для макросистем, использованных при экспериментальной калибровке. Особый интерес представляют размерности пористой среды, сопоставимые с диаметром критического зародыша новой фазы. Время ожидания

нуклеации пропорционально поверхностному натяжению на границах фаз и обратно пропорционально отклонению метастабильной системы от равновесного состояния. В системах, моделирующих метаморфический флюид (водно-солевые растворы-расплавы) высокая степень пересыщения (метастабильность) может существовать времена, сопоставимые с продолжительностью геологических процессов. В частности, разделение флюида на сосуществующие водно-углекислотную и водно-солевую фазы может быть заторможено и система останется гомогенной в метастабильной области параметров состояния.

Еще одно физическое явление должно учитываться при анализе флюидного режима метаморфизма. Как следует из анализа типичных трендов изменения параметров на прогрессивном и регрессивном этапах, на каждом из них взаимодействие воды и кварц-полевошпатовых пород дважды проходит через критические углы смачивания. При низких и высоких давлениях и температурах вода «смачивает» минеральные поверхности и флюид создает связную систему порового пространства. Промежуточный этап (приблизительно от 400 до 750°C) характеризуется дигедральными углами $> 60^\circ$, и вода будет создавать изолированные кластеры. Подвижность таких кластеров достаточна для имитации фильтрации – при высоких P и T движение кластеров (включений) по механизму растворение-осаждение в градиентных условиях соизмеримо по скоростям с фильтрацией в тонкопористой среде.

Образование изолированных кластеров типично также для углекислотного флюида при любых параметрах метаморфических процессов, но, из-за малой растворимости матричных минералов в CO_2 , фрагменты углекислотного флюида (как, впрочем, и солевые расплавы) могут сохраняться неизменными в полном метаморфическом цикле. Идея о мантийном источнике воды при метаморфизме не подтверждается экспериментом – растворимость минералов при высоких P и T столь высока, что фильтрация водного флюида должна приводить к интенсивному метасоматозу, формированию зональности и прочим атрибутам привноса-выноса компонентов.

Метастабильность в магматических процессах пока плохо изучена как из-за экспериментальных проблем, так и более сложного термодинамического анализа свойств вязких (неньютоновских) жидкостей. В свете последних данных по прямому наблюдению критических явлений в системах вода-минерал (альбит, нефелин) и данных по почти конгруэнтной растворимости полевых шпатов, анатектическое образование расплавов может рассматриваться по аналогии с фазовым переходом $L_1+S \rightarrow L_2$. Этот процесс характеризуется заторможенностью этапа образования зародышей новой фазы и спонтанным образованием заметных количеств расплава при достижении необходимой степени пересыщения. Более разработаны принципиальные аспекты развития по экспоненте «срыва» метастабильности (вскипания) в вулканическом и гейзерном процессах, приводящие к периодическим явлениям при постоянных тепловых и гидродинамических потоках.

Работа поддержана грантами РФФИ 10-05-0882 и ConGe ARD Франции.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ПРИ ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ

Т.Ф. Щербакова, Ю.Г. Цеховский

(Геологический институт РАН, Москва, tomfed@ilran.ru)

В публикациях [1,2] показано, что гранитоиды при формировании протрузий подвержены структурным и структурно-вещественным преобразованиям. Породы испытывают дезинтеграцию и становятся похожи на коры выветривания. При этом изучения минеральных преобразований под микроскопом не приводится. Данные, полученные нами при рассмотрении дезинтеграции гранитоидов на примере массивов Дзурумтай в Южной Монголии и г.Тобхор в Западном Забайкалье, свидетельствуют о необходимости петрографических исследований.

Краткая геологическая характеристика объектов исследования

Массив Дзурумтай (Южная Монголия) сложен вулканогенно-осадочными породами силурийско-нижнедевонского и нижнекаменноугольного возраста и приурочен к протяженной полосе сдвигово-сбросовых деформаций на юге Монголии. Эти породы прорваны преимущественно биотитовые лейкогранитами, имеющими средне-верхнекаменноугольный возраст. При образовании протрузии граниты в виде купола поднимались к поверхности, приподнимая и прорывая окружающие метаморфические породы и породы чехла. Время выхода гранитов на дневную поверхность – неоген, о чем свидетельствует появление продуктов их размыва только в отложениях этого возраста [3, 4]. Слагающие массив гранитоиды в различной степени катаклазированы и нередко представлены полурыхлыми и рыхлыми разностями или скоплениями глыб, щебня, дресвы и песчаника.

Массив г.Тобхор (Западное Забайкалье). Гора Тобхор расположена в прибортовой юго-западной части Иволгинской впадины длиной 25-30 км, которая является частью Иволгинско-Удинской депрессии, представляющей собой односторонний рифтогенный грабен. Изучение гранитоидов в районе г.Тобхор показало, что они представлены интенсивно дезинтегрированными разностями сиенитов и кварцевых сиенитов. Их образование связывают с процессами физического выветривания [5]. Наши исследования показали, что дезинтеграция гранитоидов, а также появление вышележащих аркозовых кластитов (продуктов разрушения этих гранитоидов), обусловлены тектоническими процессами. Установлено, что обломочные отложения, развитые на контакте дезинтегрированных сиенитов и вышележащих угленосных отложений нижнего мела, являются тектоно-микститами. Обломки представляют собой дресву, щебень или зерна гранитоидов. Для дезинтегрированных пород характерна отдельность, обуславливающая их тонкоплитчатое строение. Это делает их похожими на слоистые осадочные породы. Однако, ряд признаков противоречит этому, а именно: хаотичное, неориентированное расположение обломков пород, преимущественно остроугольная форма обломков, их несортированность, однотипный состав. В них отсутствует фауна, флора, а также - включения рассеянного углистого растительного детрита, характерных для лежащих выше нижнемеловых отложений. Приведенные особенности и позволяют отнести рассматриваемые кластиты к продуктам тектонической дезинтеграции сиенитов, т.е. - к тектонокластитам.

Результаты микроскопического изучения пород. Структурно-вещественные преобразования гранитоидов, связанные с их деформациями, рассматривались при сравнении дезинтегрированных пород с породами, не испытывавшими преобразований тектоническими процессами.

Массив Дзурумтай. Граниты, не затронутые деформацией представляют собой однородные среднезернистые (1-3 мм) породы с небольшими участками крупнозернистого строения (3,5-4 мм) гипидиоморфнозернистой структуры. Они состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Соотношения лейкократовых минералов примерно равные. Содержание темноцветных минералов (вместе с вторичными) – 2-5%. Плагиоклаз образует призматические и таблитчатые кристаллы с полигональными ограничениями, а калиевый полевой шпат чаще - изометричные зерна с округлыми контурами. Полевые шпаты неравномерно пелитизированы. У ряда зерен калиевого полевого шпата на фоне пелитизации отчетливо выделяются пертиты распада. По характеру распределения пелитизации узнается зональность зерен плагиоклаза. Кварц отличается разнообразными по форме и размерам зернами (от 0.4-0.6 мм до 3.0 мм): изометричными, вытянутыми или неправильными. Ограничения их обычно округлые, угасание спокойное или слабо облачное. Биотит наблюдается только в виде реликтов среди заместивших его хлорита или землистых агрегатов эпидота.

Граниты, испытавшие деформацию. Эти породы отличает прежде всего нарушение и даже полная потеря своего важнейшего диагностического признака – структуры, свойственной магматическим породам. Под влиянием деформации все минералы гранитов преобразованы. Наиболее чутко на деформацию реагирует кварц. Но в разных зернах она проявлена в разной степени. Спокойное погасание кварца не деформированного гранита одних зерен становится резко волнистым, других - мозаичным. Многие зерна приобретают «обдавленные» мелкозубчатые ограничения, а отдельные - распадаются на части, состоящие из агрегатов очень мелких зерен, каждая из которых имеет неровные «рваные» края. Нередко более крупные зерна мозаичного строения раскалываются на обломки разнообразной формы (треугольные, трапецевидные, неправильные) и разного размера, от менее 0.1 мм до (2.0-2.5) x (0.5-0.8) мм. Самые мелкие обломки кварца располагаются между крупными зернами и обломками, как бы цементируя их. Полевые шпаты при относительно небольших преобразованиях теряют свою призматическую форму и полигональные ограничения и зерна их становятся либо изометричными, либо неправильной формы с отростками и фестонами, с неровным, пятнистым погасанием или имеют вид обломков. При значительных структурно-вещественных изменениях породы, вероятно связанных с нарастанием степени деформации, полевые шпаты превращаются в перетертые образования узкой вытянутой формы. Процесс истирания полевых шпатов сопровождается постепенным уменьшением суммарного количества и плагиоклаза, и калиевого полевого шпата в породе сначала до 50-40 % и далее, с нарастанием степени дезинтеграции, – до 20-15%, а содержание кварца увеличивается до 70-80%.

Таким образом, граниты, испытавшие деформацию, на начальных стадиях представляют собой катаклазированные и местами «брекчированные» породы. Обломками в «брекчиях» являются кварц и реже - полевые шпаты, а цементирующий материал обычно представлен мелкими зернами дробленого кварца самого гранита или агрегатом кварца и перетертых и измененных полевых шпатов. Нарастание деформации приводит к увеличению разрушения гранитов и заканчивается полной их дезинтеграцией и превращением в псевдопесчаники. По составу они и аркозовые, и существенно кварцевые.

Массив г.Тобхор. Породы, не затронутые деформацией, представлены лейкократовыми сиенитами и кварцевыми сиенитами гипидиоморфнозернистой структуры. Неоднородное мелко,- средне,- крупнозернистое (1-5 мм) строение характерно для этих пород. Они состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, единичных выделений биотита и рудного минерала. Преобладающим минералом является калиевый полевой шпат (60-80%). Полевые шпаты представлены изометричными

зернами, призмами или таблицами. Количество кварца варьирует от единичных зерен до 5-10%. Кварц - мелкий, в интерстициях, угасает спокойно. Биотит присутствует в количестве от единичных пластинок до 5%. Особенностью пород является интенсивная пелитизация и сосюритизация полевых шпатов, а также присутствие тонких (менее 0.1-0.1 мм) микротрещин и каверн.

Породы, претерпевшие деформацию. Особенностью сиенитов и кварцевых сиенитов, испытавших деформацию, является потеря ими сплошности уже на первых этапах их структурно-вещественного преобразования. Разрушение выражается в распаде породы на слагающие ее минеральные зерна или реже - на небольшие обломки самих пород, сохранившие ненарушенным их исходное строение. Форма обломков разнообразная: изометричная, неправильная, прямоугольная. Наиболее характерный размер минеральных обломков около 2.0x2.5 мм, хотя он варьирует от 0.2x0.3 мм до 3.7x2.5мм. Обломки породы более крупные - от 4x5 мм до 7 x 6 мм. Ограничения обломков: полигональные, неровные или мелко зубчатые, или реже – сглаженные, или частью угловатые, частью – округлые. Преобладающими являются угловатые формы. Зерна минералов разрушенной породы сохраняют все особенности, присущие им до разрушения. Но края их в разной степени обламываются и зерна превращаются в обломки. Но они не дробятся, а, испытав деформацию, имеют пятнистое или волнообразное угасание. Пластины биотита изогнуты или перемяты. Но тонкое дробление и перетирание не характерно для рассматриваемых пород и является эпизодическим.

Изучение структурно-вещественных преобразований гранитоидов двух массивов при протрузиях показало, что их тектоническая дезинтеграция проявлена не одинаково. Одной из главных причин этого являются петрографические особенности пород. Так, сиениты и кварцевые сиениты г.Тобхор - существенно калиевые, щелочные породы с низким содержанием кварца или с полным его отсутствием. Строение их неоднородное, имеют микротрещины и каверны, интенсивно пелитизированы. В отличие от них породы массива Дзурумтай, относящиеся к нормальным известково-щелочным гранитам, содержат не менее 30 % кварца, однородные, плотные. Таким образом, важным для дезинтеграции является плотность, пористость, упругость и другие физико-механические свойства пород напрямую связанные с их составом, зернистостью, степенью вторичных изменений минералов. Важно также учитывать различие стрессовых напряжений, возникающих при протрузивном «протыкании» гранитоидами осадочного чехла, имеющего различную мощность.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10—05-00852) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект « Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадии формирования чехла и внутримитной активизации»).

Литература

1. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* // Геотектоника. 2008. № 2.С. 3-32. 2. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с. 3. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Бадамгаро в Ж., Лаврушина Е.В.* // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Вып.7. С.43-46. 4. *Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С. и др.* // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 3. С.312-328. 5. *Жмодик С.М.* Геология радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1984. 142 с.

**МАГМАТИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С ПОДЪЕМОМ
ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА***Р.М. Юркова*(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, bivmyrzb@mtu-net.ru)

Введение. Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Коряжский хребет, остров Карагинский в Беринговом море, Охотское море (литературные данные). Изучались все комплексы офиолитов и пограничные вулканогенно-осадочные формации. В результате исследований установлены последовательность, условия и место формирования офиолитовой ассоциации в области перехода примитивная островная дуга-жёлоб над зоной Заварицкого-Беньоффа. Эта зона представляет область дифференцированных преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс [1]. Начало формирования офиолитовой ассоциации обусловлено подъёмом крупного диапира или колонны диапиров ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава, которые рассматриваются как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов.

Диапировые внедрения офиолитов наиболее выразительно для исследованных регионов представлены на полуострове Шмидта (Сахалин). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмки массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк [2]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию.

С внедрением офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита $[(K_{0,02}Na_{0,04}Ca_{5,76}Mg_{0,09}Fe^{2+}_{0,06}) (Si_{5,96}Al_{0,04})O_{18}(OH)_2]$, происходило при температурах не ниже 350°C [3]. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200±10 млн. лет и находятся в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира близко совпадает с периодом (212-215 млн. лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики. Детальное комплексное изучение ультрабазитов показало, что они были серпентинизированы в мантии с образованием антигорита и метана на глубинах 40-50 км [4]. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальной части примитивной островной дуги над сейсмофокальной зоной подтверждаются исследователями для Марианской островодужной системы [5].

Серпентинитовые диапиры в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода поднимающегося диапира были последовательно интродуцированы полициклическими разноглубинными магматическими комплексами в следующей последовательности.

1. Внедрение в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам ультраосновной магмы лерцолитового состава. В дунит-гарцбургитовых ультрабазитах продолжалась серпентинизация в восстановительных условиях. Со стадией серпентинизации гипербазитов Корякского хребта, протекавшей при воздействии восстановительных флюидов, связано образование сплавов с платиноидами составов Fe-Ru-Os-Ir, Ni-Ru-Os-Ir, Pt-Cu-Ni-Fe, а также сульфидов и сульфоарсенидов платиноидов и большого комплекса самородных металлов (Ru, Os, Ir и др.) [6].

2. Формирование полосчатой серии пород при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной (габброноритовой) магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Лерцолиты чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (% 88,0En; 10,5Fs; 1,5Wo) или низкожелезистым бронзитом (% 83,5En; 16,0Fs; 0,5Wo), диопсидом (% 46,0En; 3,0Fs; 51,0Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16,5%). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями $(Mg_{0,67}Fe^{2+}_{0,32}O_{0,99}(Al_{1,61}Cr_{0,39})_{2,0}O_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Япского желоба [7]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые (T=900°C), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые (T=550-700°C), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид. Биметасоматические слои выразительно подтверждают полигенную и полихронную природу полосчатого комплекса. Габбронориты, экранированные серпентинитами в субсолидусном состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации (T= 830-880°C). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах наиболее высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. В зонах локально повышенных температур (T=700-800°C) и давлений (P>5 кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы в виде полосовидных и линзовидных тел ориентированных субсогласно с полосчатостью (табл.).

3. Формирование силлово-дайкового комплекса (комплекс параллельных даек островодужного типа) в условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода диапира. Рассеянные серии полудак пересекали бортовые участки поднятия, в том числе протрузии серпентинированных ультрабазитов. Глубины до 5км. Именно в этот период сформированы апогаббровые и аподиабазовые термальные и динамотермальные амфиболиты (T= 550-700°C, P>5 кбар) и основная часть родингитов. Габбронориты подверглись наложенным зеленокаменным изменениям и окварцеванию с образованием метасоматических плагиигранитов, а ультрабазиты полосчатой серии - наложенной гидрогермальнометасоматической серпентинизации и хлоритизации. В контактово-реакционной слоях серпентинитов с полудайками, интродуцированными альбититами и плагиигранитами, сформировалась в цеолитовых метасоматтах золоторудная минерализация [8].

Таблица

Содержание окислов (% мас.) и ионов петрогенных элементов в минералах эклогитоподобной породы по данным электронно-зондового микроанализа

Компо- ненты	1	2	3	4	Компо- ненты	1	3	4	
SiO ₂	45,24	50,86	38,57	39,28	Fe ²⁺	0,98	0,17	1,20	1,61
TiO ₂	0,79	0,25	0,00	0,04	Mn	0,02	0,02	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	12,24	3,80	22,70	22,23	Mg	3,44	0,82	1,19	0,21
Cr ₂ O ₃	0,00	0,13	0,00	0,10	Ca	1,82	0,92	0,60	0,77
FeO	8,04	5,32	18,82	24,36	Na	0,56	0,02	0,00	0,05
MnO	0,16	0,04	0,61	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,79	14,61	10,38	1,77	Сумма	7,57	2,01	5,03	4,72
CaO	11,73	22,99	7,34	9,07	Mg/(Mg ⁺ Fe)	0,78	0,83	0,50	0,12
Na ₂ O	1,96	0,27	0,00	0,29	En	He	43,00	He опр.	He опр.
K ₂ O	0,07	0,02	0,02	0,01	Fs	”	9,00	”	”
Сумма	96,02	98,29	98,44	97,15	Wo	”	48,00	”	”
Ионы	23(0)	6(0)	12(0)	12(0)	Альманди	”	He	40,00	62,00
Si	6,57	1,91	2,95	3,13	”	”	”	40,00	8,00
Al ^{IV}	1,43	0,09	0,05	0,00	Пироп	”	”	1,00	0,00
Сумма	8,00	2,00	3,00	3,13	Спес- сартит	”	”	19,00	30,00
Al ^{VI}	0,66	0,08	2,00	2,08	Са-ком- понент	”	”		
Ti	0,09	0,005	0,00	0,00					
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00					

Примечание: 1- эднитовая роговая обманка; 2-диопсид; 3- гранат; 4- гранат апогабноритового филлонита. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН

4. Формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями, с тенденцией образования поднятия. Основные породы, в том числе, из пакетов дайка в дайке имеют бонинитовую петро- и геохимическую специализацию [9]. Появление кислых магм увязывается с преобразованием основной магмы флюидами (метамагматизм). При формировании кислого расплава флюиды служили источником кремнезема и щелочей, вероятно, в форме элементоорганических соединений. В поздне- и послемагматические стадии флюиды способствовали перераспределению петрогенных и рассеянных элементов (Si, K, Cr, Ni, V и др.) как внутри интрузивных тел, так и во вмещающих породах, что привело, в частности, к образованию гибридных пород, метасоматических плагиогранитов, альбитовых амфиболитов и пропицитов с вкрапленными железо-медными с хромом сульфидными рудами $0,95\text{CuFeS}_2, 10\text{CrS}$. В вулканической толще, надстраивающей дайковый комплекс, присутствуют пакеты полудаек и дайки диабазов, характерные для дайкового комплекса. Они служили подводными каналами для расплава при формировании лав основного состава. Автомагматическое брекчирование основных лав, формирование гиалокластитов связано с обогащением флюидами конечных порций расплава, поднимающегося по дайковым каналам.

Спилитизация оценивается как растянутый во времени процесс, который начинается в позднемаягматическую стадию при преобразовании флюидами кристаллических фаз и расплава и унаследованно продолжается в пневматолито-гидротермальные стадии постмагматического изменения пород. Спилитизация протекает в условиях только определенного геодинамического режима, в частности при растяжении коры над сейсмофокальной зоной. Она часто не получает полного завершения из-за нарушения флюидно-породного равновесия в результате изменения геодинамической обстановки растяжения сбросово-сдвиговыми деформациями. В последнем случае активизируются процессы кислого магматизма.

Литература

1. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги В кн.: Строение сейсмофокальных зон. М.:Наука, 1987. С.198–209.
2. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаба 1:2500000. М.:ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
3. Юркова Р.М., Воронин Б.И. // Теория, история и практика минералогии. Сыктывкар, Геопринт, 2006а. С. 208-209.
4. Юркова Р.М. // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107
5. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. // Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355-366.
6. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.И. // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 16-33.
7. Геология дна Филиппинского моря под редакцией А.В.Пейве. М.: Наука, 1980.261 с.
8. Юркова Р.М., Воронин Б.И.// Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. Матер. научн. конф. Москва. ИГЕМ РАН. 2008. С.377-380.
9. Юркова Р.М., Воронин Б.И. // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.

ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ УРОСОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

А.В. Юрченко¹, Н.А. Арестова¹, В.П. Чекулаев¹, Л.В. Матвеева², Г.А. Кучеровский¹, Е.Н. Лепёхина³
(¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, yurchenko-nastya@yandex.ru; ²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; ³Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург)

Фенно-Карельская провинция (гранит-зеленокаменная область 700*300 км) на основе геологических, петрологических и изотопно-геохимических данных разделена на три основных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и Центральнo-Карельский, различающиеся строением, возрастом и последовательностью формирования породных комплексов [1] Уросозерская структура расположена вблизи границы Центральнo-Карельского и Водлозерского доменов в центральной части Центральнo-Карельского домена, Ондозеоско-Выгозерском блоке непосредственно к западу от трассы Медвежьегорск – Сегежа [2]. Структура имеет в плане изометричную форму, занимает площадь около 10*10 км и представляет часть более крупной структуры, сохранившуюся среди гранитоидов. Породы структуры представлены метавулканитами (коматиитами, коматиитовыми базальтами, базальтами андезито-дацитами и риолитами), терригенными породами, а также небольшими бескорневыми телами ультрамафитов и прорваны мелкими интрузиями габбро, диоритов и гранитоидов. Все породы пояса интенсивно и сложно деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. По данным Н.Е.Король [3] метаморфизм пород происходил в два этапа при давлениях 4-5 и 6-6,5 кбар соответственно. Завершал метаморфические события диафорез в условиях эпидот-амфиболитовой – зеленосланцевой фации и метасоматоз, который наиболее интенсивно проявлен в северо-восточной части пояса. Ранее возраст кислых вулканитов был определён методом ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb по циркону равным 2700 млн лет, а возраст процесса метасоматоза 2514 млн лет [4].

Геохимия вулканитов. Коматииты и базальты Урасозерской структуры представлены серпентинитами и амфиболитами, часто без реликтов первичных текстур. Коматииты имеют магнезиальность $mg\# = 0.72-0.80$, не деплетированы глинозёмом ($Al_2O_3 = 5-7\%$), отношения $CaO/Al_2O_3 = 0.5-0.7$, $Al_2O_3/TiO_2 = 15-30$. Они обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N = 1,8-4$, $La/Sm = 1.7-3$ и концентрациями в 1.2 -2 раза выше, чем в CI, по соотношению $MgO-TiO_2$ они лежат на границе вулканитов коматиитовой и маринит-бонинитовой серий. Для коматиитов характерны высокие концентрации Cr (800-3000 г/т), Ni (600-800 г/т). В них отмечаются отрицательные аномалии Nb с $(Nb/La)_N = 0.33-0.4$ и Sr ($Sr/Sr^* = 0.1-0.3$). (Рис. 1)

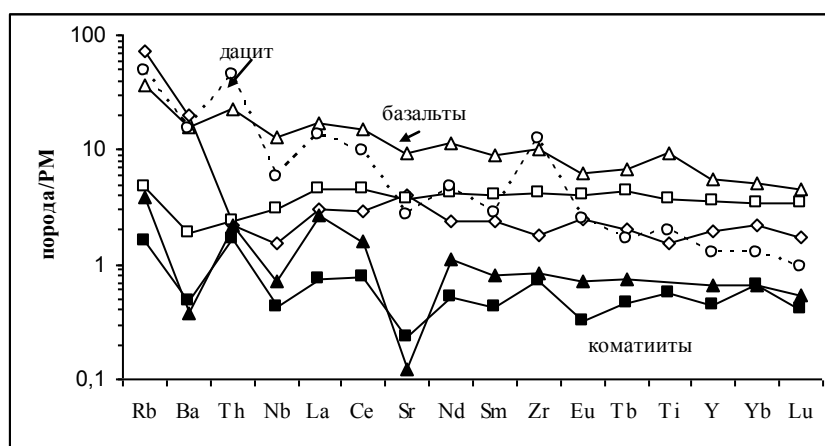


Рис.1. Спайдерграмма вулканитов Урасозерской структуры

Базальты по составу являются толеитами. По соотношению глинозёма и суммы щелочей они разделяются на три группы: высокоглинозёмистые, нормальные и субщелочные толеиты. Базальты первой группы характеризуются высоким глинозёмом, имеют высокую магнезиальность ($mg\# = 0.64$), по соотношению $MgO-TiO_2$ они также лежат на границе вулканитов коматиитовой и маринит-бонинитовой серий. Для базальтов этой группы характерны также низкие содержания TiO_2 и Zr, Ti/Zr отношение (95-100) несколько ниже мантийного, высокие содержания Cr (до 590 г/т). Для базальтов второй группы характерна $mg\# = 0.58 - 0.54$; по соотношению $MgO-TiO_2$ они лежат в поле коматиитовой серии, Ti/Zr отношение (100-110) близко к мантийному, содержание Cr составляет 250-370 г/т. Базальты этой группы характеризуются —поским” распределением РЗЭ при слабом обеднении тяжёлыми РЗЭ ($La/Sm = 1.1$, $Tb/Yb = 1.3$) и наличием отрицательной аномалии с Nb ($(Nb/La)_N = 0.68$, которая характерна для контаминированных базитов. Базальты третьей группы отличаются низкой магнезиальностью ($mg\# = 0.49-0.41$); по соотношению $MgO-TiO_2$ они лежат в поле толеитовой серии, характеризуются высоким содержанием Sr, TiO_2 и Zr; Ti/Zr отношение в базальтах третьей группы варьирует от 60 до 100. Наиболее высокие концентрации Sr, (600 г/т) Ba (500 г/т) и наиболее низкое Ti/Zr отношение (56) отмечается в субщелочных базальтах. По соотношению $Nb/Y - Zr/Y$ все базальты Урасозерской структуры лежат в области низкотемпературных базальтов MORB и задуговых бассейнов.

Средние и кислые вулканиты Урасозерской структуры в настоящее время представлены кварц-серицитовыми сланцами с варьирующим количеством граната. По соотношению SiO_2 и суммы щелочей они разделяются на две серии нормальную (низко- и

среднекалиевую) и субщелочную (высококалиевую). Вулканиды обеих серий представляют широкий спектр составов от андезитов-базальтов до риодцитов и риолитов. Важно отметить, что субщелочные вулканиды не характерны для зеленокаменных поясов обрамления Водлозерского домена. Существенные различия отношений K_2O/Na_2O в вулканидах двух серий (0.15-0.26 и 0.53-1.06 соответственно) свидетельствуют о различиях в условиях их образования. Среди андезитов натрового ряда выделяются высокомагнезиальные и низкомагнезиальные. Для пород натрового ряда, судя по трендам изменения концентраций Y, фракционирование расплавов происходило в глубинных условиях с участием граната. Калиевые риолиты фракционировали при меньших давлениях вне поля устойчивости граната

Изотопное датирование. Проведено изучение цирконов из кислого вулканида калиевого ряда, а также их датирование с помощью современных локальных изотопно-геохронологических методов исследования единичных зерен циркона. Изучение цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP-II. Метод описан в работе [5]. Из породы выделены два типа зерен циркона. Цирконы первого типа представлены прозрачными удлинёнными кристаллами призматической формы светло-розового цвета размером 100-150*50 мкм, а также более мелкими (100*50 -100*100 мкм) округлыми изометричными кристаллами. В большей части более крупных зерен в катодолюминисцентном изображении видны более светлые ядра с зональностью и более тёмные однородные каймы без включений. Мелкие изометричные зёрна соответствуют по содержаниям U и Th каймам крупных зерен. В вулканиде измерены зональные ядра, оболочки зерен цирконов и отдельные зёрна, соответствующие по составу оболочкам. Циркон ядер является более низкоурановым. Содержания U в ядрах варьируют от 195 до 316 мкг/г, Th - 46-230 мкг/г, Th/U = 0,42-0,76. Дискордия, построенная по пяти близконкордантным и двум дискордантным точкам даёт возраст 2875 ± 9 млн лет при СКВО=0,16. (Рис. 2) Содержания U в оболочках и мелких однородных зёрнах варьирует от 431 до 582 мкг/г, Th - 10-120 мкг/г, Th/U = 0,02-0,12.

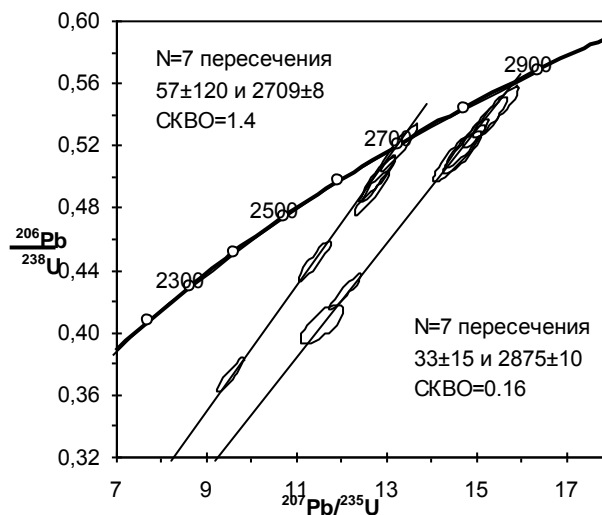


Рис.2. Дискордии, построенные для пробы кислых вулканидов структуры

Дискордия, построенная по четырем конкордантным и двум дискордантным точкам даёт значение возраста 2709 ± 8 млн лет при СКВО = 1,4. Мы оцениваем первый возраст как

возраст вулканитов, а вторую - как время метаморфизма. Уточнение РТ параметров метаморфизма требуют дополнительного изучения составов метаморфических минералов и цирконов.

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. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Слабунов А.И. // Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий) СПб. Наука. 2005. С.395-471. 3. Король Н.Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Изд-во Кар.НЦ РАН.2000. В.2. С.35-4 4. Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука. 1989. С 63-72. 5 Сергеев С.А., Матуков Д.И., Бибикина Е.В., Лобач-Жученко С.Б. // Геохимия. 2007. №2. С. 229-236.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ: НАПРАВЛЕННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ИЛИ ФАЗОВО-СУСПЕНЗИОННАЯ КОНВЕКЦИЯ?

Е. В. Коптев-Дворников, А. А. Ярошевский, В. А. Вейс, Г. В. Бычкова
(Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, aaya@geol.msu.ru)

Под **фазовой конвекцией** понимается гравитационное перераспределение фаз (всплывание пузырьков пара, капель несмешиваемой жидкости, кристаллов) в застойной магме. Впервые этот процесс в качестве механизма магматической эволюции был предложен Чарльзом Дарвином [1].

Уэйджер [2] одним из первых предположил, что конвекция может возникать в результате образования в градиентной зоне кристаллизации у кровли суспензии более плотной, чем нижележащая, и струйного погружения этой смеси кристаллов и расплава как целого. Такую конвекцию мы предлагаем называть **суспензионной**. Реалистичность этого механизма была показана в математическом эксперименте [3].

Фазово-суспензионная конвекция является сочетанием этих двух механизмов теплопереноса.

Обсуждаемые сегодня гипотетические механизмы магматической эволюции сводятся к альтернативе – либо направленная кристаллизация, либо фазово-суспензионная конвекция. Главные отличия между этими механизмами состоят в следующем. В гипотезах направленной кристаллизации отрицается гомогенное зарождение твёрдой фазы, кристаллизация идёт на поверхности кумулуса в результате потери тепла через кровлю, теплоперенос осуществляется за счёт тепловой конвекции гомогенного расплава в пространстве от верхнего фронта затвердевания до поверхности кумулуса. В первом приближении вариант фазово-суспензионной конвекции реализован в виде конвекционно-кумуляционной численной системной модели КОМАГМАТ [4]. Гомогенная нуклеация имеет место в прикровельной градиентной зоне, образовавшиеся здесь кристаллы оседают через конвектирующую магму и накапливаются в кумулусе. Перемешивающая роль конвекции моделируется весьма упрощённо – путём постулирования равновесия во всём объёме интрузивной камеры от поверхности кумулуса до верхней границы полного затвердевания, что приводит к однородности магмы по составу и температуре.

Традиционно концепции магматической эволюции тестируются на материале ультрамафит-мафитовых расслоенных комплексов – самых глубинных магматических объектов, доступных непосредственному наблюдению. Мы изучили строение целого ряда ультрамафит-мафитовых расслоенных интрузивов, и на их материале верифицировали конвекционно-кумуляционную модель. Несмотря на весьма упрощённый способ учёта

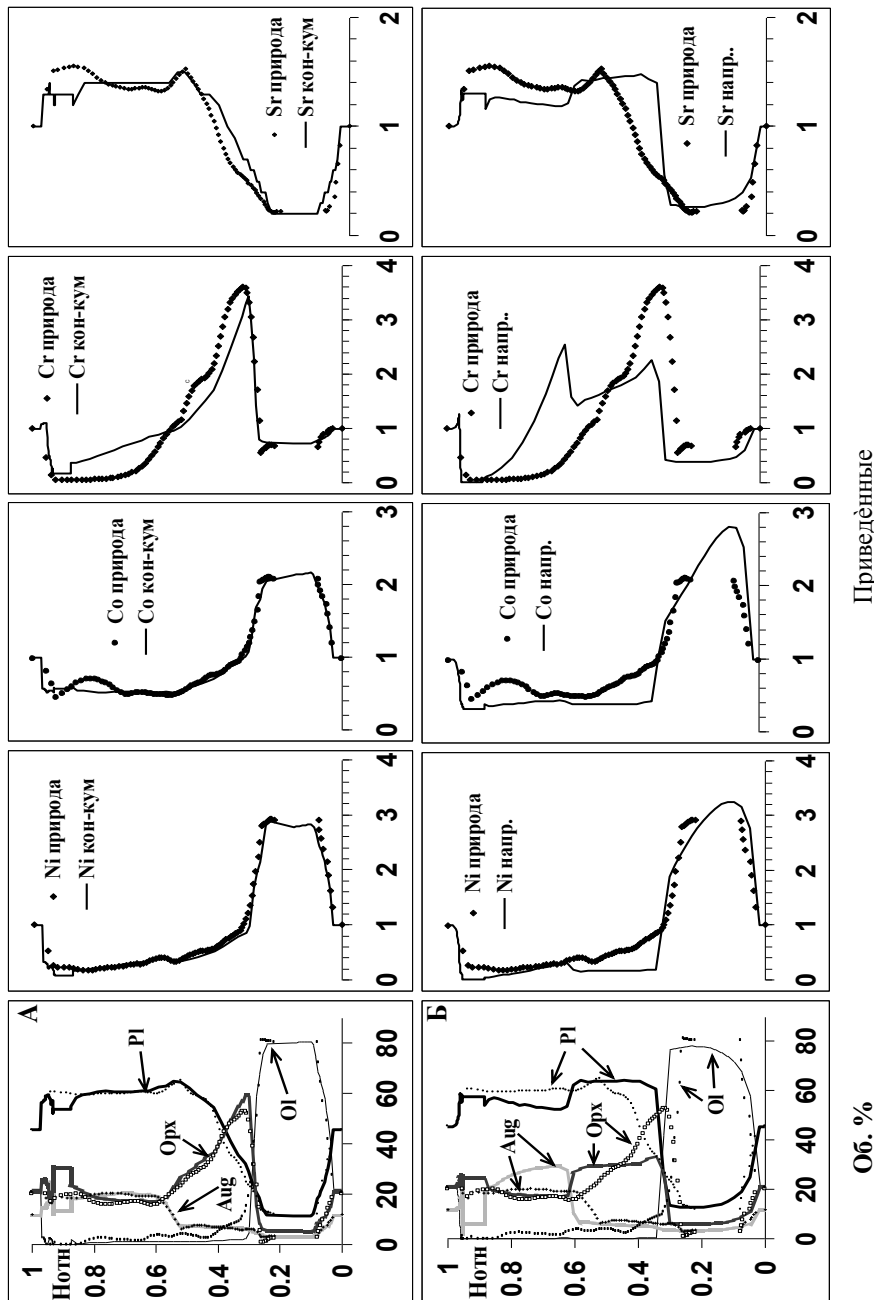
конвекции, КОМАГМАТ позволяет количественно воспроизвести сглаженные распределения макро- и микрокомпонентов в разрезах мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов.

Несмотря на большую популярность гипотезы направленной кристаллизации, её количественная системная модель до сих пор не разработана, поэтому в анализе направленной кристаллизации мы решили пойти другим путём, так сказать, от противного. Оставим в стороне дискуссионные проблемы гомогенной – гетерогенной нуклеации и механизмов транспортировки компонентов к и от поверхности направленной кристаллизации. Допустим, что направленная кристаллизация действительно реализуется. Каковы должны быть вытекающие из законов кристаллизации силикатных систем закономерности строения сформировавшихся таким образом интрузивов? Но как узнать эти закономерности в отсутствие проверяемой количественной модели? Оказалось, что вариант КОМАГМАТ'а с практически мгновенным помещением кристаллизующейся твёрдой фазы на поверхность кумулуса и почти стерильным в отношении кристаллов конвектирующим расплавом, позволяет количественно эмулировать результаты формирования интрузивов по механизму направленной кристаллизации. И действительно, расплав в магматической камере в каждый момент времени оказывается гомогенным и однородным по составу, а твёрдая фаза, эквивалентная потерянной через кровлю теплу, выделяется на поверхности растущего кумулуса.

Реализация этого замысла для Киваккского интрузива продемонстрировала радикальные количественные отличия модельного тела, сформировавшегося путём направленной кристаллизации (рис. 1Б) от конвекционно-кумуляционного модельного интрузива (рис. 1А) и, следовательно, от реального прототипа. Для первого из них характерны резкие границы между зонами с различными кумулятивными парагенезисами, а составы пород в этих зонах существенно отличаются от природных и конвекционно-кумуляционных.

Фундаментальной причиной этих отличий является то, что направленная кристаллизация является механизмом фракционирования кристаллов от расплава, но не механизмом разделения минералов. Иными словами, на поверхности кристаллизации соотношение минералов должно отвечать пропорциям кристаллизации на котектиках, чего в природе в общем случае не наблюдается. Именно пропорциям кристаллизации на ортопироксен-плагиоклазовой и ортопироксен-плагиоклаз-авгитовой котектиках отвечают соотношения минералов на соответствующих участках разреза на рис. 1Б.

Не менее, если не более ярко проявляются различия итогов работы этих механизмов в распределениях когерентных элементов, таких как Ni, Co, Cr и Sr (рис 1). Справедливости ради нужно заметить, что постепенность изменения состава пород в нижней части Норитовой Зоны достигнута за счёт сглаживания скользящим окном ритмически расслоенной пачки пород (рис. 2А). Гипотетически возможно, что формируемая при направленной кристаллизации ритмическая расслоенность за счёт прогрессивного изменения соотношения мощностей перемежающихся слоёв при сглаживании даст постепенное изменение состава пород. Нами была детально изучена ритмически расслоенная пачка пород в интрузиве Кивакка [5]. На рис. 2Б приведены содержания плагиоклаза в переслаивающихся бронзититах и норитах в этом участке разреза. На рис. 2В показаны такие содержания плагиоклаза в норитах, какие должны были бы быть, если бы эта пачка пород сформировалась путём направленной кристаллизации. Иными словами, норитам приписаны концентрации плагиоклаза, отвечающие пропорции кристаллизации на плагиоклаз-ортопироксеновой котектике.



Приведённые

Об. %

Рис. 1. Распределение нормативных минералов, Ni, Co, Sr и Sr в вертикальных разрезах Кивакского интрузива (точки) и модельных тел (линии). Верхний ряд графиков отвечает конвекционно-кумуляционной модели, нижний ряд – модели направленной кристаллизации.

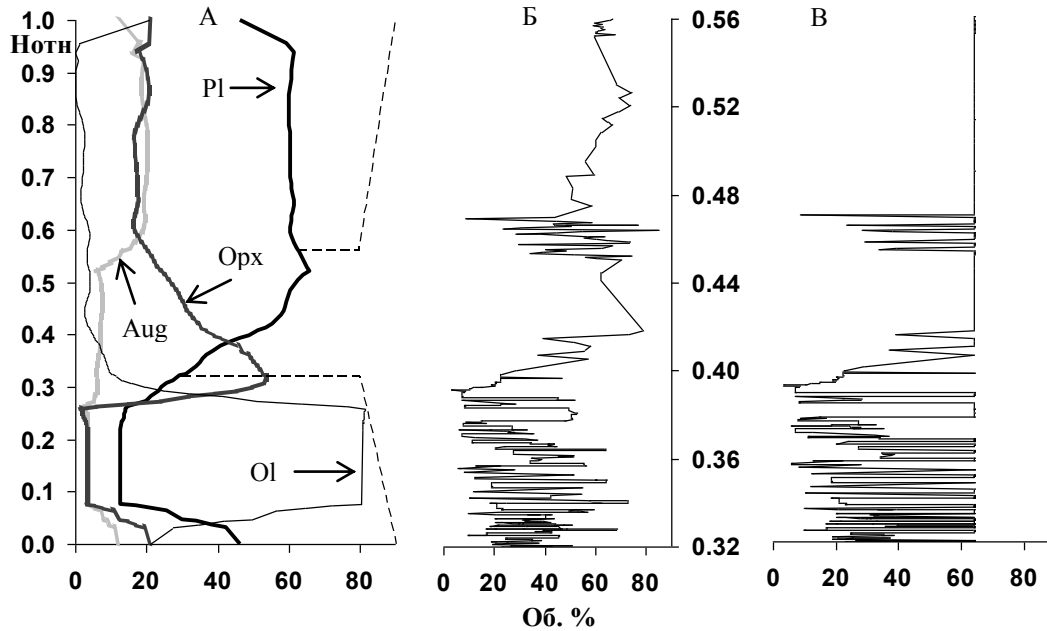


Рис. 2. Строение ритмически расслоенной серии Кивакского интрузива в реальности (Б) и в результате направленной кристаллизации (В). Обсуждение в тексте.

Очевидно, что между этими графиками мало общего. Это является аргументом не только против возможности формирования ритмичности в рамках любой разновидности направленной кристаллизации, но и против направленной кристаллизации как таковой.

Таким образом, все варианты модели направленной кристаллизации приходят в противоречие с количественными признаками строения ультрамафит-мафитовых расслоенных интрузивов и, следовательно, направленная кристаллизация не может быть ведущим механизмом магматической эволюции

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (инициативный проект 11-05-01027-а).

Литература

1. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Введение в историю петрографии. М.-Л.: ОНТИ, 1936. 139 с.
2. Wager L.R., Deer W.A. Geological investigations in East Greenland, Pt.III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland // *Medd.Grønland*, 1939, v.105, P.1-352.
3. Трубицын В.П., Харьбин Е.В. // *Физика Земли*, 1997, № 5, С. 47-52.
4. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Аriskин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 212 с.
5. Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. // *Петрология*, 2004, Т. 12, № 3. С. 281-302.

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 2

г. Санкт-Петербург, 1-5 октября 2012 г.

Подписано в печать 06.09.2012

Формат 70x100¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать офсетная.

Усл. печ.л. 29,67. 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)