

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Кольский научный центр
Геологический институт

Геохимия магматических пород

Труды XXI Всероссийского семинара
и школы Щелочной магматизм Земли

3 - 5 сентября 2003 г.
Апатиты

Геохимия магматических пород. Труды XXI Всероссийского семинара по геохимии магматических пород. 3-5 сентября 2003 г., Апатиты, ГИ КНЦ РАН.
- Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003, 124 с.

Ответственный редактор: доктор геолого-минералогических наук
А.А.Арзамасцев

Семинар организован при финансовой поддержке Российской академии наук

**© Кольский научный центр
Российской академии наук, 2003**

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е.А.Абушкевич</i> Онгониты Шумиловского гранитного интрузива (Центральное Забайкалье)	9
<i>О.А.Агеева, Б.Е.Боруцкий</i> Морфология кальсилита в породах Хибинского массива	10
<i>Ю.В.Азарова</i> О поведении бария, стронция и кальция в породах комплекса люаврит-малиньитов Хибинского массива на поздних стадиях минералообразования	12
<i>Н.В.Аксаментова</i> Раннепротерозойская щелочная габбро-сиенитовая формация северного склона Украинского щита	13
<i>А.М.Аксюк</i> Апатитовый геофториметр и оценки концентраций HF во флюиде	15
<i>А.А.Арзамасцев, Ж.А.Федотов, С.Е.Царев</i> Условия проявления щелочного мантийного магматизма на Балтийском щите: роль докембрийского фундамента	16
<i>А.А.Арзамасцев, Ф.Беа, Л.В.Арзамасцева, П.Монтеро, А.Н.Виноградов</i> Полифазный щелочной массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd возраст интрузивных фаз и оценка состава источников	19
<i>Л.В.Арзамасцева</i> Редкие элементы в минералах Хибинского массива как индикаторы эволюции процессов минералообразования: результаты исследования методом LA-ICP-MS	21
<i>В.В.Архангельская</i> Особенности размещения, состав и минерогения щелочных пород раннего докембрия	22
<i>М.В.Бадмацыренов, А.О.Шаракишинов</i> Карбонатная минерализация в щелочных породах Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье)	24
<i>Р.А.Бадмацыренова, Д.А.Орсоев</i> Породные ассоциации Арсентьевского габбро-сиенитового массива (Западное Забайкалье)	25
<i>Ю.А.Балашов, В.Н.Глазнев</i> Влияние мантийного магматизма на динамику корообразования в докембрии	26
<i>Ю.А.Балашов, В.Н.Глазнев</i> Изменение состава щелочных и субщелочных магм в геологическом времени как индикатор эволюции системы кора-мантия	28
<i>А.С.Балуев, В.М.Моралев, Е.Н.Терехов</i> Структурные критерии локализации проявлений щелочного внутриплитного магматизма Прибеломорья	30
<i>Т.Б.Баянова, А.А.Предовский</i> Этапы и пространственное размещение проявлений щелочного магматизма С-В части Балтийского щита	31
<i>Т.И.Васильева, Е.С.Пржиялговский</i> Структурный контроль позднедевонского щелочного магматизма Кандалакшского грабена	32
<i>Н.В.Веретенников, А.Г.Латцевич, Н.Д.Михайлов</i> Щелочной мантийный магматизм Припятской области позднепалеозойского интракратонного рифтогенеза: фации, петрологическая специфика, геодинамические условия проявления	33
<i>В.Р.Ветрин, А.В.Травин</i> Возраст процессов модального метасоматоза при образовании палеозойской Кольской щелочной провинции	36

<i>В.Р.Ветрин, И.Л.Каменский, С.В.Икорский</i> Ювенильный гелий в “серых гнейсах” Кольского полуострова	38
<i>Н.В.Владыкин</i> Уникальные массивы К-щелочных пород Сибири и их рудоносность	40
<i>А.В.Волошин, Л.М.Лялина, Е.А.Селиванова</i> Фтор-гидрооксид алюминия гиббситового структурного типа – новая минеральная фаза в амазонитовых пегматитах	41
<i>А.В.Волошин, Л.М.Лялина, Е.Э.Савченко</i> Особенности состава минералов группы астрофиллита в постмагматических образованиях щелочных гранитов Кольского полуострова	42
<i>А.В.Волошин, Л.М.Лялина, Е.Э.Савченко, А.Н.Богданова, Н.О.Овчинников</i> Гидроастрофиллит в силекситах Западных Кейв, Кольский полуостров (вторая находка в мире)	44
<i>А.Б.Вревский, В.А.Матреничев, М.С.Ружьева</i> Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников	45
<i>Ю.В.Гейко, С.Н.Цымбал, С.Г.Кривдик, И.С.Металиди</i> Новые проявления щелочно-ультраосновных пород в северо-западной части Украинского щита	47
<i>В.Н.Глазнев, А.Б.Раевский</i> Строение щелочно-ультраосновных интрузий юго-запада Кольского региона по гравиметрическим данным	48
<i>М.З.Глуховский, В.М.Моралев, Т.Б.Баянова</i> Становление древней континентальной коры: изотопно-геохронологические исследования раннедокембрийского Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит)	49
.....	50
<i>Н.С.Горбачев</i> Траппы и рудоносные интрузии Норильского района	52
<i>А.Ф.Грачев</i> Геодинамическая природа кайнозойского вулканизма Европы	53
<i>А.Н.Донской, Н.А.Донской</i> Главные особенности докембрийского и фанерозойского щелочного магматизма юго-запада Русской платформы ..	55
<i>А.В.Дубина</i> Новые данные о щелочных породах Антоновского массива (Юго-Западная часть Украинского щита)	56
<i>М.И.Дубровский</i> Роль CO ₂ в генерации карбонатно-алюмосиликатных расплавов	58
<i>В.Н.Загнитко, С.Г.Кривдик</i> Изотопно-петрологические модели щелочного и карбонатитового магматизма на территории Украины	59
<i>А.Н.Зайцев, Й.Келлер</i> Кальцитовые карбонатитовые дайки вулкана Олдоиньо Ленгаи, Танзания	60
<i>В.А.Зайцев, В.Г.Сенин, Л.Н.Когарко</i> Эволюция состава лампрофиллита в разрезе залежи профировидных луявритов г. Паргуайв (Ловозерский массив)	61
<i>Г.П.Зарайский, А.Соболева, Я.О.Алферьева</i> Экспериментальное моделирование чароитизации пород экзоконтакта Мурунского щелочного массива	63
<i>Д.Р.Зозуля, Т.Б.Баянова</i> Изотопно-геохимические особенности и проблема источника архейских щелочных пород Кейвского террейна, Кольский п-ов	

<i>В.В.Золотухин</i> О важных рудно-петрологических и геохимических аспектах для интрузивов норильского типа	64
<i>И.А.Зотов, В.В.Смирнов</i> Ревизия представлений о последовательности магматизма и роли метасоматоза в генезисе пород Хибинского щелочного плутона и связанных с ним апатитовых месторождений	66
<i>В.В.Иваников, М.М.Малашин, Н.Б.Филиппов, А.И.Голубев</i> Геохимия мафических вулканических комплексов раннего протерозоя Карелии	68
<i>В.В.Иваников, М.Ю.Корешкова, М.В.Малашин</i> Сиениты Карелии как пример архейского щелочного магматизма	69
<i>В.И.Иващенко</i> Геохимия и геодинамические условия проявления лампрофирового магматизма свекофеннского складчатого пояса Балтийского щита	71
<i>П.М.Карташов, А.А.Конев, Ким Ю Донг</i> Новые находки акцессорного дациншанита-(Се) в линейных карбонатитах Восточной Сибири и Южной Кореи	72
<i>П.М.Карташов, Ким Ю Донг</i> Р-Fe-Sr-REE рудопроявление Хонгчен в Южной Корее - новое проявление низкотемпературных линейных карбонатитов	74
<i>Л.Н.Козарко</i> Глобальный мантийный метасоматоз и генезис обогащенных мантийных резервуаров - источников щелочного магматизма	75
<i>Л.Н.Козарко, Л.К.Левский, Н.Ф.Гущина</i> Щелочной вулканизм островов Триндади и Мартин-Ваз (изотопный источник типа FOZO)	77
<i>В.Н.Коренева, Г.П.Зарайский</i> Экспериментальное изучение растворимости высокогафниевых цирконов в расплавах гранитного состава с фтором	80
<i>М.Ю.Корешкова, Е.С.Богомолов, Л.К.Левский</i> Метасоматизированные породы в нижней коре северо-западного Беломорья	84
<i>А.Р.Котельников, З.А.Котельникова, Н.И.Сук</i> Солевые системы I и II типа и петрогенезис Ловозерского щелочного массива	85
<i>А.Р.Котельников, Н.И.Сук, А.М.Ковальский, З.А.Котельникова</i> Флюидный режим минералогенеза Ловозерского щелочного массива на основе экспериментальных данных	86
<i>С.М.Кравченко</i> Гигантские карбонатит-нефелинсиенитовые массивы (Томтор, Хибины, Ловозеро): геохимия, петрология	88
<i>С.Г.Кривдик</i> Геохимическая неоднородность щелочных пород Украинского щита	90
<i>А.Л.Кулаковский</i> Хибинско-Ловозерская двудерная вихревая структура: геодинамическая эволюция в докембрии и в палеозое	91
<i>В.С.Куликов, В.В.Куликова, Я.В.Бычкова, А.И.Зудин</i> Ветренный Пояс – главный сумийский (палеопротерозойский) рифт ЮВ Фенноскандии	93
<i>В.В.Куликова</i> Возможен ли щелочной основной – ультраосновной магматизм на ЮВ Фенноскандии?	95
<i>Э.А.Ланда</i> Проблема зональности массивов щелочных ультрамафитов	97
<i>Р.М.Латышов</i> Роль эффекта Core в формировании S-, D-, и I-типов	

вариационных профилей состава в разрезах базит-ультрабазитовых силлов	98
.....	98
<i>Л.К.Левский, Н.М.Столбов, Е.С.Богомолов, И.В.Токарев</i> Sm-Nd, K-Ar и Rb-Sr геохронология островных базальтоидов (Земля Франца-Иосифа)	100
<i>Ф.П.Леснов</i> Соотношение платиновых и редкоземельных элементов в мафит-ультрамафитовых породах как возможный критерий их типизации	101
.....	103
<i>Ю.А.Литвин</i> Мантийные карбонат - силикатные расплавы и генезис алмаза	104
<i>А.А.Маракушев, Н.А.Панях, И.А.Зотов</i> Металлогенические аспекты вариаций щелочности базит-ультрабазитового магматизма	106
<i>В.А.Матреничев, Б.В.Беляцкий</i> Древнейшие абсарокиты. Щелочной вулканизм Большезерской структуры, западная Карелия	106
<i>В.А.Матреничев, А.Б.Вревский, Л.О.Пинькова, М.С.Ружьева, Н.А.Алфимова, Б.В.Беляцкий</i> Щелочные вулканы сортавальской серии	107
<i>И.Л.Махоткин, Х.Даунс, Э.Хегнер, А.Бёрд</i> Девонский дайковый магматизм карбонатитов, щелочных и щелочно-ультраосновных пород южной части Кольского полуострова: геохимические и изотопные построения модели плюм-литосферного взаимодействия	109
<i>И.Л.Махоткин</i> Возраст и петрология кимберлитов и связанных с ними пород из района Кемозера, северное побережье Онежского озера, Карелия	111
.....	112
<i>М.В.Милиц</i> Обстановки интракратонного мантийного мафит-ультрамафитового магматизма в палеопротерозое	112
<i>Н.И.Мишин, А.Л.Панфилов, З.А.Степина</i> Механизмы формирования и трансформации щелочных массивов	113
<i>А.В.Мокрушин, В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов</i> Два типа расслоенных интрузий кольского и других регионов палеопротерозойского возраста (2,5-2,45 млрд. лет), выделенные на основе анализа хромитовой минерализации	115
<i>В.М.Моралев, М.Д.Самсонов</i> Геодинамическая обстановка формирования лампроитов Порьегубского дайкового поля – древнейших щелочных пород рифтовой системы Белого моря	116
<i>С.В.Мошкин, А.С.Шелемов, Т.Г.Петров, Н.И.Краснова</i> PETROS-2 - программный комплекс для обработки петрогеохимических данных	117
<i>Н.С.Муравьева, В.Г.Сенин, Ал.В.Тевелев</i> Щелочные базальтоиды шелудивогорской шовной зоны Южного Урала: геохимические особенности и генезис	119
<i>В.А.Нивин</i> Изотопы благородных газов в породах Хибинских апатитовых месторождений	121
<i>Г.С.Николаев, А.А.Арискин</i> Петро- и геохимические характеристики родоначального расплава Бураковско-Аганозёрского расслоенного массива Заонежья по данным геохимической термометрии	122
<i>А.А.Носова, Л.В.Сазонова, А.Я.Докучаев, А.Г.Гурбанов, И.И.Греков</i>	124

Лакколиты Кавказских Минеральных Вод: пример позднеколлизийных гранитоидов латитового типа	125
<i>И.В.Пеков</i> Генетическая кристаллохимия бериллия в дифференциатах щелочных комплексов	
<i>Т.Г.Петров, Н.И.Краснова, Е.Г.Балаганская</i> Свойства химической и минеральной классификаций горных пород на базе информационного языка RNA	127
<i>П.Ю.Плечов, Н.С.Серебряков</i> Реликты фергуситов в породах рихсдорритового комплекса Хибинского массива	128
<i>В.К.Попов, Е.А.Ноздрачев, Я.В.Кузьмин</i> Включения нефелиновых сиенитов в пемзах вулкана Пектусан: состав, генезис и геодинамические условия проявления магматизма	130
<i>В.С.Попов</i> Роль обогащенной верхней мантии в формировании источников гранитных магм (на примере Урала)	132
<i>И.Т.Расс, С.С.Абрамов, В.А.Утенков, В.М.Козловский</i> Проблемы генезиса миаскитов и карбонатитов Вишневых гор	133
<i>О.М.Розен</i> Коллизийные гранитоиды - маркеры амальгамации палеопротерозойского суперконтинента	134
<i>А.Е.Романько, А.Т.Савичев, В.Н.Шилов, Т.Ф.Щербакова, Л.Б.Ефремова</i> О геолого-геохимических особенностях мантийных образований палеопротерозоя Северной Карелии и их возможных аналогов	136
<i>М.С.Ружьева</i> Оценка термодинамических параметров образования и эволюции основных и ультраосновных вулканитов Урагубской зеленокаменной структуры	137
<i>В.В.Рябов, М.В.Кириллов,</i> Внутреннее строение и состав силла кварцевых сиенитов Таймыра	139
<i>О.Г.Сафонов, Л.Л.Перчук, Ю.А.Литвин</i> Калийсодержащий клинопироксен - ключ к решению проблемы происхождения мантийных ультракалиевых жидкостей	140
<i>В.Г.Сахно</i> Геохимические и изотопные характеристики внутриплитного вулканизма амурского блока северо-восточной Азии в позднем мезозое-кайнозое	142
<i>С.А.Светов</i> Эволюция магматических систем архейских конвергентных зон В.Фенноскандии (плюмово-коровые взаимодействия)	143
<i>М.В.Середкин, И.А.Зотов</i> Условия концентрирования Fe и P в рудных объемах в сложных ультрамафит-щелочно-карбонатитовых массивах	145
<i>В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов, Т.Б.Баянова</i> Новые данные о взаимоотношениях расслоенных интрузий Мончегорского рудного района, Кольский полуостров	146
<i>С.В.Соколов</i> Генетическая минералогия дочерних фаз расплавных включений в минералах щелочных пород	148
<i>В.Г.Степанец</i> Петрогеохимия и геодинамика калиевых щелочных базальтов задуговых бассейнов поздних каледонид Ц. Казахстана	149
<i>Н.И.Сук, А.Р.Котельников, В.Ю.Чевычелов, А.М.Ковальский</i> Условия образования пород Ловозерского щелочного массива по данным геотермометрии	150
	152

<i>Н.И.Сук, А.Р.Котельников</i> Экспериментальное исследование образования лопаритов в связи с проблемой рудогенеза Ловозерского массива	153
<i>Э.В.Табунс</i> Геохимия позднеархейских карбонатитов и калиевых – ультракалиевых пород юго-запада Алданского щита	154
<i>Г.А.Тепляков</i> Упруго-анизотропные свойства ксенолитов трубки взрыва на о.Еловом(южная часть Кольского полуострова)	155
<i>Е.Н.Терехов</i> О механизме метасоматического обогащения источника магматических пород Кольской щелочной провинции	156
<i>В.А.Турков, Л.Н.Козарко, Ф.Стоппа, В.Г.Сенин</i> Следы плавления верхней мантии по данным изучения расплавных включений в шпинелевых лерцолитах вулкана Вультуре (Италия)	159
<i>А.Г.Турчкова, И.В.Пеков, Н.В.Чуканов, Н.Н.Кононкова</i> Изучение катионообменных свойств минералов группы лабунцовита. II. Снижение обменной емкости после термообработки и ее причины	160
<i>О.В.Удоротина, В.Л.Андреичев</i> Возраст щелочных метасоматитов месторождения Неудачное (Полярный Урал)	164
<i>Ж.А.Федотов</i> Новая модель магматической эволюции и мантийного магмогенеза: сухие расплавы	165
<i>Н.И.Филатова</i> Специфика щелочных базальтоидов внутриплитного (WPB) типа на окраинах Азиатского континента и возможные её причины	167
<i>Л.И.Ходоревская</i> Гранитизация пород основного состава	167
<i>А.П.Хомяков</i> Концептуальная минералогия Хибино-Ловозерского комплекса в прошлом, настоящем и будущем	168
<i>Н.В.Чуканов, И.В.Пеков, С.В.Соколов, А.Н.Некрасов, В.Н.Чуканова</i> О природе хибинского "карбоцера" и формах нахождения в нём тория и редкоземельных элементов	169
<i>В.Н.Чуканова, И.В.Пеков, Н.В.Чуканов</i> О натрий-ториевых силикатах в ультращелочных пегматитах Ловозёрского массива, Кольский полуостров	171
<i>В.Н.Чуканова, Л.Н.Козарко, И.В.Пеков, Н.В.Чуканов</i> Новые данные о стенструпине	172
<i>Е.С.Шагалов</i> Габброиды Сыростанского массива как возможный представитель субщелочного внутриплитного магматизма на Урале	174
<i>Г.Ю.Шардакова, Е.С.Шагалов</i> Условия формирования сиенитоподобных пород, ассоциированных с гранитами Нижнеуфалейского массива (Ю.Урал)	174
...	
<i>С.А.Щека, Е.А.Ноздрачёв, В.К.Попов, А.А.Чащин</i> К геохимии хлора в кайнозойских базальтоидах Сихотэ-Алиня	
<i>Т.Ф.Щербакова, Л.С.Голованова, А.Е.Романько</i> Петрогеохимическая характеристика гранитоидов северо-восточной и юго-западной частей Беломорского пояса	
<i>Е.В.Юткина</i> Калиевый магматизм южной окраины Русской платформы: ICP-MS геохимия и Sr-Nd изотопия	

Е.А.Абушкевич

Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: abushkevich_k@mail.ru

ОНГОНИТЫ ШУМИЛОВСКОГО ГРАНИТНОГО ИНТРУЗИВА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Дайковые тела, сложенные разнообразного состава гранитами, гранит-порфирами, аплитами широко известны в пределах редкометальных гранитных массивов (Коваленко и Коваленко, 1976; Иванова 1978; Антипин, 1991) и традиционно связываются с ними генетически. Однако широкие вариации химического и минерального состава этих тел, а также отсутствие четкой номенклатуры вызывают сложности при классификации новых объектов.



Средний состав субэффузивных разновидностей литий-фтористых гранитов различных редкометальных провинций мира. Нормировано к валовой коре (по Тейлор и Макленнан, 1986). Составы гранит-порфиров Шумиловского интрузива показаны полыми кружками.

В Шумиловском редкометальном гранитном интрузиве поздний дайковый комплекс представлен кварцевыми гранит-порфирами различной зернистости, доходящими до тонкозернистых аплитов. Для них характерны порфировидные вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата, каемки нарастания калиевого полевого шпата на кристаллы альбита, игольчатые и сноповидные агрегаты топаза в основной массе. Модальный состав, включающий кроме щелочных полевых шпатов литиевую слюду и топаз, а также характер микроструктур пород приближает их к онгонитам - субэффузивным аналогам редкометальных гранитов (Коваленко, Коваленко, 1976).

В то же время по химизму дайковые породы Шумиловского интрузива занимают промежуточное положение между слабо дифференцированными разновидностями топазсодержащих гранит-порфиров и типичными онгонитами. Для них характерно общее повышенное содержание щелочных (до 10,1 мас.%) и редких щелочных элементов, алюминия и фтора (до 2,9 мас.%) на фоне низких концентраций фемических элементов, бария, стронция (менее 10 г/т).

Сопоставление с аналогичными образованиями из других редкометальных районов мира (Kortemeier, Burt, 1988; Christiansen et al., 1984; Congdon, Nash, 1991; Антипин и др., 1999) показало (Рис.), что гранит-порфиры Шумиловского интрузива наиболее близки к топазовым риолитам Спор Маунтинс, США. Однако отсутствие стекла в основной массе и наличие характерных микроструктур позволяет авторам классифицировать поздние дайковые породы Шумиловского интрузива как онгониты.

Литература

Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топазодержащие кварцевые кератофиры) - субвулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976.

Иванова Г.Ф. Минералогия, геохимия и генезис вольфрамовых месторождений Монголии. М.: Наука, 1976.

Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И. - Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 141-155.

Kortemeier W.T., Burt D.V. - Amer. Mineral., 1988, vol. 73, p. 507-523.

Christiansen E.H. et al. - Amer. Miner., 1984, vol. 69, № , p. 223-236. Congdon, Nash, 1991.

О.А.Агеева, Б.Е.Боруцкий

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: ageeva@igem.ru borutzky@igem.ru

МОРФОЛОГИЯ КАЛЬСИЛИТА В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Кальсилит в Хибинском массиве встречается в поле развития высококалийных существенно полевошпатовых пород - ричесорритов. В данных породах кальсилит, как правило, играет роль второстепенного минерала, но в отдельных зонах его содержание резко возрастает (до 20 и более %). Форма выделения кальсилита очень разнообразна. Нами установлены общие для всех изученных пород закономерности в особенностях распределения, морфологии и характере сростаний кальсилита с другими минералами.

Кальсилит в ричесорритах всегда ассоциирует с нефелином. Количественное соотношение этих минералов в породе различны, но всегда обнаруживается более раннее образование нефелина: 1) выделения кальсилита наблюдаются в зернах нефелина в виде параллельных, веерообразно или беспорядочно расположенных прожилков и неориентированных изометричных выделений, а также в виде непрерывных или прерывистых каемок на границе зерен нефелина и ортоклаза; 2) в наиболее высококалийных породах корродированные или (реже) идиоморфные зерна нефелина, секущиеся описанными выше кальсилитовыми прожилками, находятся в центре радиальнолучистых кальсилит-ортоклазовых сростков.

Встречается три типа сростаний кальсилита с ортоклазом.

Первый тип - оптическая ориентация пойкилокристалла ортоклаза в плоскости среза не изменяется, а вытянутые выделения кальсилита,

увеличивающиеся по ширине от центра к периферии “сростка”, ориентированы в системе близкой к радиальной. При этом наибольшее развитие получает одно из направлений, в котором оптическая ориентировка отдельных выделений кальсилита остается постоянной для вростков вытянутых во взаимно перпендикулярных направлениях. Обычно в этом же направлении (или близком к нему) ориентирован кальсилит, слагающий периферические каймы центральных (реликтовых) зерен нефелина. Характерно, что в одном и том же пойкилокристалле ортоклаза, сохраняющим единую оптическую ориентацию на значительной площади (до 10×10 см) встречается несколько участков с радиальным расположением выделений кальсилита. Как правило, эти участки изометричны, но не имеют отчетливой формы.

Второй тип отличается от первого тем, что находящиеся в пойкилокристалле группы одинаково ориентированных выделений кальсилита не обнаруживают радиальнолучистого строения и характеризуются одновременным развитием как неправильных изометричных (интенсивно корродированных ортоклазом), так и идиоморфных тонко- и толстотаблитчатых, а иногда дактилоскопических выделений. Существенно, что аналогичные формы выделения в данных сростках образует и нефелин. Установлено, что в тех участках пойкилокристаллов полевого шпата, в которых наблюдается скопление одинаково или закономерно ориентированных включений кальсилита или нефелина (и первого и второго типов) угол оптических осей составляет 35°, что соответствует низкому санидину и отличается от данной величины для “чистых” участков (не содержащих таких включений), в которых угол оптических осей составляет 56-58° и соответствует высокому ортоклазу.

Третий тип представлен радиальнолучистыми тонкоигольчатыми и симплектитовыми сростками, которые характеризуются синхронным волнистым угасанием одновременно и кальсилита и полевого шпата. Такого рода сростки наблюдаются в периферических частях зерен нефелина и иногда отделяются от этих зерен зонами нефелин-ортоклазовых сростаний, аналогичных им и по морфологии и размеру выделений. Волнистое угасание часто обнаруживают и описанные выше мономинеральные кальсилитовые прожилки и кальсилитовые каймы на поверхности зерен нефелина.

Полученные данные, на наш взгляд, свидетельствуют о метасоматическом образовании кальсилита во всех изученных типах. В большинстве случаев кальсилит псевдоморфно замещал нефелин под действием растворов, богатых калием. Его образование предшествовало, а в ряде случаев происходило одновременно с кристаллизацией калиевого полевого шпата, что обусловило многообразие форм выделения и сложный характер сростания кальсилита с нефелином и ортоклазом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64139).

Ю.В.Азарова

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: azarova@igem.ru*

О ПОВЕДЕНИИ Ba, Sr И Ca В ПОРОДАХ КОМПЛЕКСА ЛУЯВРИТ-МАЛИНЬИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА НА ПОЗДНИХ СТАДИЯХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Луяврит-малиньиты Хибинского массива пространственно связаны с комплексом ийолит-уртитов. Пластовые тела луявритов, переслаивающиеся с горизонтами малиньитов, прослеживаются в верхней его части, вдоль контакта Кукисвумчорр-Расвумчоррской апатит-нефелиновой залежи с ричесорритами. Малиньиты связаны постепенными переходами как с подстилающими ийолит-уртитовыми, так и с луявритами, и являются продуктом метасоматического преобразования этих пород. “Луявритоподобные” породы установлены и в нижней части комплекса ийолит-уртитов.

Обогащенность барием - одна из геохимических особенностей хибинских луявритов. Содержание BaO в них составляет 0.30-0.60 мас.% (данные настоящего исследования), что значительно выше, чем в других породах массива (Герасимовский, Беляев, 1963). Практически единственным концентратом бария (кроме породообразующего ортоклаза, содержащего 3-4 % BaO), как и стронция, здесь является бариевый лампрофиллит: содержания в нем BaO 10-14 %, SrO 8-13 %, Ba/Sr=0.8-1.2. На поздних стадиях он замещается баритолампрофиллитом (BaO до 22 %, Ba/Sr=2.5-4.0). Причиной этого является, очевидно, накопление бария в минералообразующей среде; изменение ранних минералов-концентратов (ортоклаза) с высвобождением бария не могло оказать существенного влияния на содержание его в лампрофиллите, такие процессы в луявритах проявлены очень незначительно.

Характер постмагматической минерализации малиньитов в значительной степени обусловлен воздействием на первичную породу (луявриты или уртиты) поздних растворов, обогащенных стронцием, кальцием и ниобием. В малиньитах, генетически связанных с луявритами, первичный бариевый и баритолампрофиллит на этой стадии замещаются стронциевым (Ba/Sr=0.4, содержание BaO снижается до 4-5 %). Частично стронций рассеивается в аксессуарных апатите (10 % SrO) и Fe,Sr-аналоге кентбруксита ($\text{Na}_{12}(\text{Sr},\text{Ca},\text{K},\text{REE})_3\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{NbSi}_{25}\text{O}_{74}(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, до 6 % SrO), замещающем NaFeSiCl-эвдиалит. Кальций рассеивается в Na-Ca-амфиболах, “Fe,Sr-кентбруксите”, реже отмечается ферсманит ($\text{Ca}_4(\text{Ca},\text{Na})_4(\text{Ti},\text{Nb})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_8\text{F}_3$), иногда - скопления пектолита в интерстициях между зернами минералов и развитие пектолита по ортоклазу. В малиньитах, являющихся продуктом метасоматического преобразования уртитов, в отличие от описанных выше, стронций, в основном, рассеивается в апатите и Fe,Sr-кентбруксите. Стронциевый лампрофиллит на постмагматической стадии здесь редок. Гораздо более распространены собственные минералы кальция - упомянутый апатит и титанит, образующий самостоятельные кристаллы и псевдоморфозы по бариевому лампрофиллиту. Некоторое различие в поведении стронция и кальция в малиньитах этих двух генетических типов объясняется,

видимо, различной петрохимической спецификой их протопород: ийолит-уртиты существенно обогащены кальцием (до 6-8 % CaO (Минералогия Хибинского..., 1972) относительно люавритов (1-2 % (данные настоящей работы), но характеризуются гораздо низким содержанием стронция, чем последние (0.03 % и 0.30 % соответственно) и на постмагматических стадиях минералообразования в них создаются условия более благоприятные для кристаллизации собственных минералов кальция.

“Люавритоподобные” породы представляют собой ийолиты, измененные в результате K-Si-го метасоматоза. Для них на ранних этапах характерен преимущественно стронциевый акцессорный лампрофиллит. На постмагматической стадии в результате метасоматических процессов происходит его перекристаллизация, с образованием пойкилокристаллов, и обогащение барием. “Пойкилитовый” лампрофиллит, в свою очередь, замещается агрегатом ортоклаза и эгирина, и барий частично связывается в переотложенном “волокнистом” баритолампрофиллите. Поздние кальциевые минералы развиваются, в основном, за счет изменения ринкита. При метасоматическом воздействии на породу обогащенных щелочами растворов последний замещается лоренценитом и “освобождение” кальция способствует образованию вокруг него ореола кальциевых минералов: пектолита, апатита, титанита. Наиболее поздней фазой является филлипсит-Ca, упрощенная формула: $(Ca,K,Na)_4[(Al_6Si_{10})_{16}O_{32}] \cdot nH_2O$, установленный в пустотках в калиевом полевоом шпате, близ скоплений измененного ринкита. *Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №03-05-64139.*

Н.В.Аксаментова

Институт геологических наук НАН Беларуси, Минск, e-mail: acsam@ns.igs.ac.by

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ГАББРО-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Щелочная габбро-сиенитовая формация включает наиболее молодые и редко встречающиеся в кристаллическом фундаменте района щелочные габброиды, щелочно-полевошпатовые и щелочные сиениты. Они слагают небольшие (1,5-2,5 км в поперечнике) массивы, располагающиеся по обрамлению Овручской впадины (Ничипоровский, Давидковский, Ястребецкий и др.). Изотопный возраст сиенитов Ястребецкого массива – 1722 ± 5 (17) млн. лет (Скобелев, 1987). Все породы имеют сложный минеральный состав. Главные породообразующие минералы габбро – плагиоклаз двух генераций, оливин, моноклинный пироксен, амфибол (баркевикит), красно-бурый биотит, калиевый полевой шпат, второстепенные – титаномагнетит, кварц; акцессорные – ильменит, апатит, пирротин, халькопирит, циркон. Сиениты состоят из щелочного полевого шпата (до 80-85% объема пород), феррогеденбергита, биотита, гастингсита, эгирина или арфведсонита; присутствуют титаномагнетит (до 1-3% объема), сфен, апатит, циркон. Структура габбро крупно- и среднезернистая офитовая. В зависимости от количественного содержания темноцветных минералов его состав меняется от меланократового, близкого к

ультрабазитовому, до лейкократового. Структура сиенитов гипидиоморфнозернистая, средне- до крупнозернистой.

Своеобразен химический состав габброидов: низкое содержание SiO_2 (41-51%) и Al_2O_3 (10-13%, в лейкогаббро до 16%), высокая общая железистость (80-89%) и щелочность при доминирующей роли K_2O в сумме щелочей, которая достигает 5,1-7,2%; высокое содержание TiO_2 (2,5-5,5%) и P_2O_5 (0,8-2,2%). По особенностям химизма габброиды сходны с бесфельдшпатоидными разностями эссекситов – железистыми кенталленитами, а также с плагиоклазовыми шонкинитами. Щелочнополевошпатовые сиениты по химизму близки к среднему составу калиевых щелочных сиенитов (Богатиков и др., 1987). В отличие от них щелочные амфиболовые и эгириновые сиениты имеют избыточную натриевую щелочность ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,5-0,6$). Характерна геохимическая общность всех пород формации, выражающаяся в обедненности их сидерофильными (содержания ванадия <2-10 г/т, хрома и никеля <3-5 г/т) и обогащенности редкими литофильными элементами.

Пространственная совмещенность, геохимическое родство и единый тренд изменения содержаний петрогенных окислов и микроэлементов в зависимости от кремнекислотности пород свидетельствуют о принадлежности всех пород формации к одной дифференцированной петрохимической серии. Конечными ее членами являются щелочные сиениты и трахиты. В постмагматическую стадию были сформированы щелочные метасоматиты с редкометальным оруденением.

Минералогически и химически породы габбро-сиенитовых массивов сходны с щелочно-основными плутоническими породами – производными глубинных мантийных магм. Отличительной особенностью щелочно-основных пород района является отсутствие в них фельдшпатоидов, что связано, очевидно, с относительно малоглубинными условиями кристаллизации пород при давлениях порядка 0,5-1,0 кбар, тогда как на больших глубинах ($P=8\pm 2$ кбар) образуются габбро-нефелин-сиенитовые массивы (Магматические..., 1984).

Примечательно геохимическое сходство интрузивных пород с эффузивными и субвулканическими образованиями (трахидолеритами, трахиандезитами), развитыми в пределах Овручской впадины. В отличие от них интрузивные породы содержат меньше SiO_2 , Al_2O_3 и больше CaO , MgO , TiO_2 и железа, что может объясняться расслоенностью расплава в промежуточном магматическом очаге: обогащением его нижних частей фемафильными элементами и концентрацией воды, летучих и легкоплавких компонентов в его верхней части. В таком случае щелочные габброиды могут рассматриваться как производные магматических расплавов, поднявшихся с нижних уровней магматического очага.

Появление в регионе щелочнобазитового магматизма было связано с процессами рифтогенеза земной коры, полностью кратонизированной к концу раннего протерозоя.

Литература

Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы М.: Наука, 1984, 415 с.

Скобелев В.М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1987, 138 с.

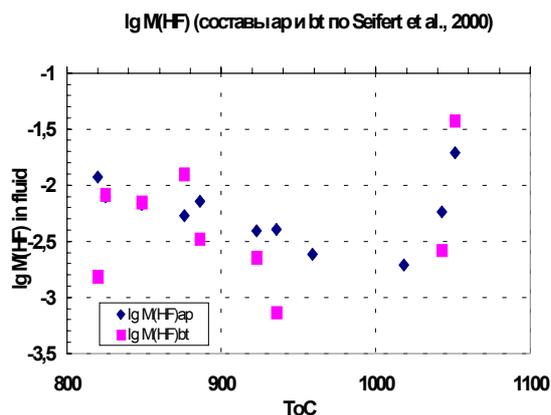
А.М.Аксюк

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка,

АПАТИТОВЫЙ ГЕОФТОРИМЕТР И ОЦЕНКИ КОНЦЕНТРАЦИЙ HF ВО ФЛЮИДЕ

Фтор является активным участником (параметром) многих природных процессов, начиная от мантийного метасоматоза, формирования магматических пород и рудных месторождений – до формирования почв, роста растительности и воздействия на окружающую среду и здоровье человека. Поведение фтора остается слабо охарактеризованным с количественной стороны в этих геохимических, в широком смысле слова, процессах, хотя, например, наши эксперименты по выщелачиванию фтора из горных пород и сорбции фтора почвами показывают, что существенная часть фтора является легко подвижной даже при комнатных условиях. Апатит является одним из немногих минералов - твердых растворов с широким F-ОН анионным изоморфизмом. Он образуется при различных физико-химических условиях. Его находят как в мантийных породах, так и в почве и человеческом организме (зубы, кости). Экспериментальные исследования и разработка экспериментально обоснованных методов оценки поведения фтора в различных природных процессах является одной из актуальных задач современной науки. Разработка минеральных геофториметров, в том числе на базе апатита – одно из перспективных направлений таких работ.

Состав апатита «записывает» информацию о физико-химических условиях природных процессов, так как содержание фтора в природных апатитах определяется, в основном, такими параметрами как: температура, давление, концентрация фтора в сосуществующем растворе (флюиде или расплаве) и состав других сосуществующих фторсодержащих минералов (например, биотита). Поэтому апатит широко используется петрологами для определения температур с помощью апатит-биотитового геотермометра и как индикатор соотношения фугитивностей HF/H₂O в сосуществующих флюидах.



Предложенный недавно апатитовый геофториметр (Аксюк, 2002): $\log M_{\text{HF}}(\text{ap}) = \lg (X_{\text{F}}/(1-X_{\text{F}}))_{\text{ap}} + (3657-5.246 P(\text{кбар}))/T(\text{K}) + 0.7 + \lg a_{\text{H}_2\text{O}}$, позволяет напрямую оценивать молярную (мол/дм³) концентрацию HF в природном флюиде по мольной доле F-apatита (X_{F}), P-T условиям формирования минерала (обменного по фтору апатит-флюид процесса) и активности воды во флюиде.

Влияние давления на распределение фтора между апатитом и флюидом и, соответственно, на оценку концентрации HF мало. Анионные (F-OH-Cl) замещения в апатитовом твердом растворе приняты близкими к идеальным, что отмечается многими исследователями. О влиянии возможного катионного изоморфизма на сродство апатита к фтору нет данных.

Апробация вышеприведенного апатитового геофториметра с использованием опубликованных данных различных авторов по температурам образования и составам апатитов в природных парагенезисах (Берзина и др. 1987; Wang, Jeng, 1990; Sallet, 2000; Boudreau et al., 1995; Vukadovich, Edgar, 1993; Edgar, 1984) позволяет оценить диапазон концентраций HF в природных флюидах, а также достоверность и возможные погрешности геофториметра. Для флюидов яньтаушанских гранитов (Тайвань) и медно-порфирового месторождения Эрденет (Монголия) содержания HF составили около 0,001-0,03 моль/дм³. Величины их обнаруживают обратную зависимость от температуры. В среднем, эти оценки близки к полученным с помощью биотитового геофториметра. Следует иметь в виду, что на разброс оценок M_{HF} и погрешность геофториметров влияют также неточности определения температур и химического состава минералов, возможные отклонения от равновесия или закалочные явления. Если воспользоваться составами апатита и биотита (Seifert et al., Litos (53), 2000) и уравнением bt-ар геотермометра из работы R.Sallet (Litos (50), 2000), то для флюидов, связанных с формированием ультраосновного комплекса Delitsch (Германия), содержания F оцениваются с помощью апатитового геофториметра в интервале 0,002-0,02 моль/дм³. По биотитовому геофториметру эти оценки оказались, в целом, близкими (Рис.). *Поддержка: РФФИ, гранты 02-05-64413, 02-05-64235.*

А.А.Арзамасцев, Ж.А.Федотов, С.Е.Царев

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru*

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА В ДРЕВНИХ КРАТОНАХ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ): РОЛЬ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Анализ материалов по зонам развития внутриплитного магматизма древних щитов, и, в первую очередь, областям щелочного магматизма, показывает, что главными факторами, контролировавшими проявление мантийных магм в кратонизированных областях, являются, с одной стороны, эндогенные процессы, вызывавшие образование зон магмогенерации в мантии и, с другой, структурные характеристики докембрийского кристаллического фундамента, тектонические нарушения в котором явились путями проникновения мантийных расплавов. Северо-западная часть Фенноскандии представляет собой область развития уникальных по масштабам и разнообразию проявлений девонского щелочного магматизма, развивавшегося на докембрийском гранулит-гнейсовом основании Балтийского щита. Современные данные об эволюции докембрийских структур северо-восточной части Балтийского щита показывают, что наблюдаемая

картина строения отражает суммарный эффект многократных преобразований земной коры, связанных с крупными тектоно-магматическими событиями архея и протерозоя.

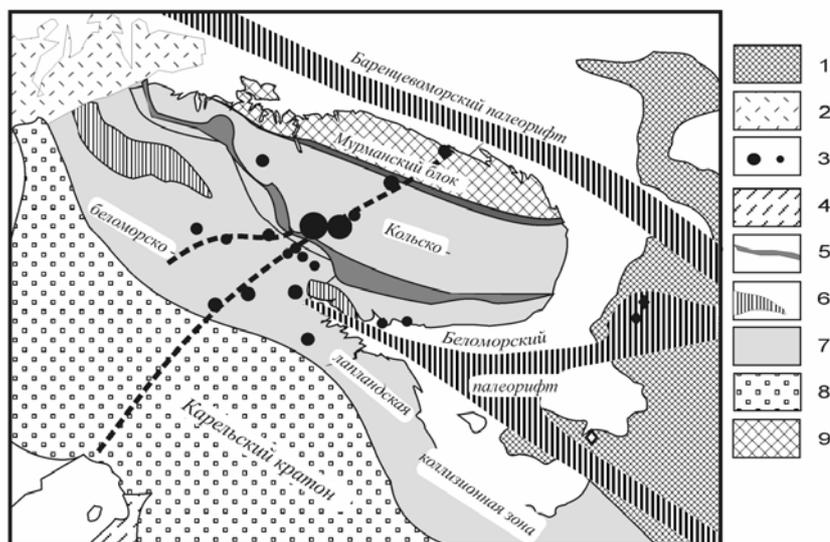


Схема тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита по Ф.П.Митрофанову и др. [1991, 1995] на основе данных [Эндогенные режимы..., 1991, Добрынина, 1992, Эринчек, Мильштейн, 1995]. Обозначения: 1 - платформенный чехол, 2 - складчатые каледониды, 3 - палеозойские щелочные интрузии, 4 - главная область свекофеннид, 5 - Печенгско-Варзугская зона, 6 - Лапландско-Кольвицкая зона гранулитов, 7 - Кольско-Беломорская гранулит-зеленокаменная область, 8 - Карельская гранит-зеленокаменная область.

С целью выявления структур, контролировавших проявления палеозойского магматизма, проведен анализ тектонических элементов, размещения интрузий, даек и трубок взрыва, а также данных глубинного сейсмозондирования и трехмерных плотностных моделей, построенных для участков наиболее интенсивного развития проявлений магматизма. В результате показано, что размещение проявлений щелочного магматизма в северо-восточной части Балтийского щита контролируется структурами следующих порядков:

Структуры I порядка определяют область преимущественного распространения палеозойского магматизма в пределах Кольско-беломорско-лапландской интракратонной коллизионно-рифтогенной зоны архейско-раннепротерозойского возраста [Митрофанов и др., 1991, 1995]. Особенности геологической эволюции зоны, развивавшейся, в отличие от обрамляющих его с севера и юга Мурманского и Фенно-Карельского архейских кратонов, по типу гранулит-зеленокаменных областей, явились определяющими для проявления в фанерозойское время мощного этапа тектоно-магматической активизации, сопровождавшегося внедрением щелочных мантийных магм, не претерпевших значительной коровой контаминации. Этим же фактором обусловлено отсутствие проявлений палеозойского магматизма в Карельском кратоне. На всей территории, захватывающей большую часть Карелии и северную Финляндию, известен только небольшой щелочно-ультраосновной массив

Иивара, пространственно приуроченный к позднепротерозойской сдвиговой зоне северо-восточного простирания [Karki et al., 1993].

Структуры II порядка сформировались в пределах Кольско-беломорско-лапландской коллизионной зоны и связаны со свекофеннскими орогеническими событиями: (1) развитие крупной рифтогенной системы Печенга - Имандра-Варзуга, завершившей свое развитие к 1.88 млрд.лет; (2) развитие Лапландского и Колвицкого гранулитовых поясов, образование которых происходило в период 1.95 - 1.90 млрд.лет [Балаганский, 2002]. Именно в этот период завершилась консолидацию докембрийского основания и формирование главных структурных элементов Карело-Кольской части Балтийского щита. Образование протяженных структур преимущественно северо-западного простирания, а также сопровождавших их продольных разломов явились путями проникновения базальтового магматизма, проявившегося в развитии многочисленных роев даек долеритов.

Структуры III порядка сформировались в период платформенного режима, установившегося, начиная с рифея на территории северо-восточной части Фенноскандии, когда активная магматическая деятельность почти не проявлялась. Могут быть выделены:

(Ша) Баренцевоморская и Кандалакшко-Двинская рифтовые зоны, с севера и юга обрамляющие современную территорию Кольского полуострова и заложенные в период 1.3 млрд.лет [Щеглов и др. 1993]. (Рис.2). В последней, имеющей общее северо-западное простирание и унаследовавшей план продольных структур II порядка, магматизм имел ограниченное распространение и локализован в бортах рифта, образуемой системой поперечных к оси рифта грабенов. В частности, в пределах Ермаковского грабена локализованы трубки взрыва алмазоносных кимберлитов, возраст которых составляет 376 ± 2 млн. лет [Арзамасцев и др., 2002]. Установленные признаки пропагации Кандалакшского рифта в северо-западном направлении [Моралев и др., 2002] предполагает наличие омолаживающихся к западу разновозрастных роев даек, однако достаточные геохронологических данные отсутствуют.

(Шб) Система разломов северо-восточного простирания, связанных с тектоническими событиями, происходившими в северо-атлантической зоне каледонид и продолжавшихся до начала девонского периода [Stephens et al., 1985, Dallmeyer et al., 1994]. На определяющую роль этих структур в размещении палеозойских интрузий указывал А.А.Кухаренко с соавторами [1965, 1971]. Исследования земной коры Кольского региона [Эволюция земной..., 1987, Строение литосферы ..., 1993] показывают, что в результате комплексной интерпретации гравитационного и магнитного полей может быть выделена зона Сокли - Ковдор - Хибин - Ловозеро - Контозеро - Ивановка, достоверно прослеживаемая до Мурманского блока и далее в пределах баренцевоморского шельфа трассируемая несколькими крупными геофизическими аномалиями. Зона, захватывающая большую часть коры до глубины 15-25 км, интерпретируется как граница, разделяющая крупные блоки нижней части коры.

Структуры IV порядка определяют локализацию отдельных палеозойских интрузий и роев даек и трубок взрыва в пределах отдельных структур докембрийского фундамента.

На основе анализа распространения и ориентировки даек и трубок взрыва щелочных пикритов, меланефелинитов, кимберлитов, палеозойских и протерозойских даек долеритов в роях в пределах Кольского полуострова и прилегающих территорий щита, показано, что в их размещении определяющую роль играли структуры II и III порядков.

Поддержка: РФФИ (проект 03-05-64066), Программа 5 ОНЗ РАН (тема 1.5).

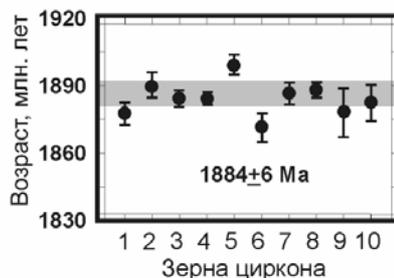
А.А.Арзамасцев*, **Ф.Беа****, **Л.В.Арзамасцева***, **П.Монтеро****, **А.Н.Виноградов***

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru

**Department of Mineralogy and Petrology, University of Granada, Granada, Spain

ПОЛИФАЗНЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ: U-Pb, Rb-Sr И Sm-Nd ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ И ОЦЕНКА СОСТАВА ИСТОЧНИКОВ

Массив Гремяха-Вырмес, расположенный в северо-западной части Кольского полуострова, сложен тремя комплексами пород: (1) базитами и ультрабазитами; (2) сиеногранитами и кварцевыми сиенитами; (3) фойдолитами и нефелиновыми сиенитами. Широкое распространение имеют гибридные породы (пуласкиты, монцодиориты, монцосиениты и др.), образовавшиеся при взаимодействии контрастных по составу магм. Предполагается присутствие карбонатитов (Саватенков и др., 1999). В настоящее время датированы породы комплекса ультрабазитов, по которым получен возраст 1911 ± 87 млрд. лет (Pb-Pb метод по апатиту), который отвечает Sm-Nd изохронному возрасту 1926 ± 74 млрд. лет (Саватенков и др., 1998) и ранним K-Ar датировкам (Кухаренко и др., 1971).



Нами проведено датирование трех указанных выше главных комплексов пород, слагающих массив. Полученная по всей совокупности проанализированных образцов (габбро и перидотиты - 4; сиеногранит и кварцевый сиенит - 4; пуласкит - 2; монцосиенит - 1; лардалит - 1; ийолит - 2; нефелиновый сиенит - 1) Rb-Sr изохронная зависимость отвечает возрасту 1890 млн. лет ($I_{Sr} = 0.7037$).

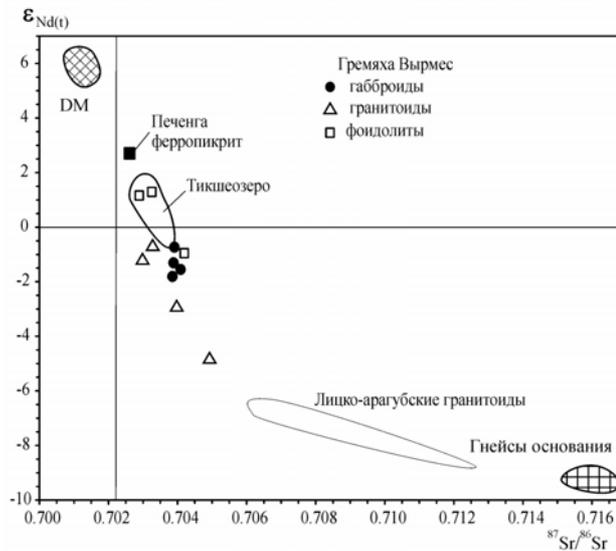


Диаграмма зависимости $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ для протерозойских пород Кольского региона с учетом данных из работ (Смолькин, 1992; Hanski, 1992; Саватенков и др., 1998; Беляцкий, 2002).

Датировки по 4 единичным зернам циркона из нефелинового сиенита и 6 зернам из сиеногранита близки и дают средний возраст 1884 ± 6 млн. лет (Рис.1). Полученные данные показывают, что формирование контрастных по составу интрузивных серий массива Гремяха-Вырмес происходило в относительно узком возрастном интервале.

Sr-Nd изотопные характеристики пород, слагающих массив Гремяха-Вырмес (Рис. 2), позволяют предположить происхождение ультрабазитовой и фойдолитовой серий из разных мантийных источников, причем фойдолиты имеют сходные изотопные характеристики с карбонатитами протерозойского массива Тикшеозеро (Беляцкий и др., 2002).

Масс-балансовые расчеты трендов эволюции ультраосновной серии массива с учетом данных как по петрогенным, так и по 40 микроэлементам, обнаружили близость состава исходных магм Гремяха-Вырмес ферропикритам, слагающим 4 вулканогенную толщу Печенгской структуры. Учитывая данные определений возраста пород Печенги (Смолькин, 1992), а также Sr-Nd изотопные характеристики, можно полагать, что формирование высокожелезистой ультраосновной серии массива Гремяха-Вырмес связано с завершающей стадией эволюции Печенгско-Варзугского палеорифта.

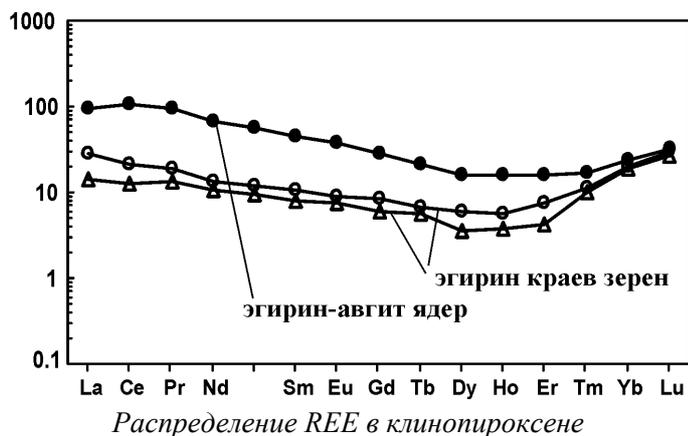
Поддержка: РФФИ (проект 03-05-64066), Программа 5 ОНЗ РАН (тема 1.5).

Л.В.Арзамасцева

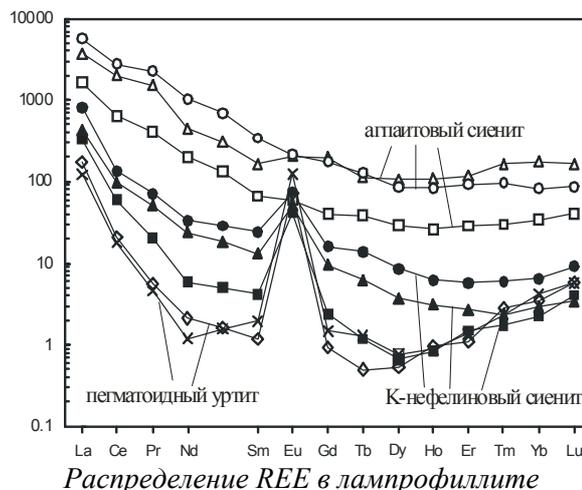
Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru

**РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА
КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССОВ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
МЕТОДОМ LA-ICP-MS**

Целью настоящей работы явилось получение данных о концентрациях LILE, HFSE и REE в минералах главных типов пород Хибинского массива и определение типохимических черт минералов, сформировавшихся в условиях магматической и позднемагматической стадии становления массива. С помощью локального метода LA-ICP-MS были получены концентрации 38 элементов (Cs, Li, Rb, Ba, Th, U, Ta, Nb, Sr, Hf, Zr, Pb, Be, Sc, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ga, Mo, Ge, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) в полевых шпатах, нефелине, клинопироксене, амфиболе, эвдиалите, лампрофиллите, титаните из апатитовых нефелиновых сиенитов, К-нефелиновых сиенитов, уртитов, ийолитов и связанных с этими породами пегматоидных образований Хибинского массива.



Вариации состава минералов, кристаллизация которых происходила на разных этапах формирования пород массива, свидетельствуют о значительном перераспределении микроэлементов между сосуществующими фазами в ходе кристаллизации расплавов и последующих изменений пород. Показано, что такие элементы, как REE, Y, Zr, Hf, V, Sr, в значительном количестве присутствующие в минералах раннемагматической ассоциации, и, в первую очередь, в клинопироксене, в ходе позднемагматических процессов концентрируются в аксессуарных фазах заключительной стадии кристаллизации - в эвдиалите, а также в поздних генерациях апатита и титанита. В позднем Ва-лампрофиллите пегматоидных уртитов происходило накопление Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Zn, V и Ni.



Данные по распределению REE в клинопироксене свидетельствуют о более чем десятикратном снижении концентрации легких и средних REE в поздних генерациях этой фазы. Аналогичное поведение REE наблюдается и в лампрофиллите, в поздних (бариевых) выделениях которого содержания средних REE на два порядка ниже, чем в ранней (стронциевой) генерации. Примечательно, что снижение содержания REE в лампрофиллите сопровождалось последовательным увеличением европиевой аномалии (от $Eu/Eu^* = 0.9 - 1.1$ в Sг-лампрофиллите агпайтовых сиенитов периферической зоны массива до $Eu/Eu^* = 69.6 - 74.3$ в Ва-лампрофиллите пегматоидов) при фиксированном содержании Eu. Учитывая то, что Eu/Eu^* отношение является индикатором окислительно-восстановительных условий, можно полагать, что восстановительная обстановка, в условиях которой происходила кристаллизация агпайтовых магм Хибин сохранялась и на постмагматической стадии образования пород. Подобная европиевая аномалия наблюдается и в поздних генерациях микроклина.

Поддержка: РФФИ (проект 03-05-64066), Программа 5 ОНЗ РАН (тема 1.5).

В.В.Архангельская

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва,
e-mail: vims@df.ru*

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, СОСТАВ И МИНЕРАГЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Раннедокембрийские щелочные породы возникли в период деструкции первичных архейских протократонов - в период перехода от доплатформенной к платформенно-геосинклинальной стадиям развития литосферы. В пространственно-временном отношении они связаны с образованием и развитием гомологов фанерозойских рифтовых структур - зеленокаменных поясов, так называемых геосинклинальных трогов, авлакогенов и обрамляющих их горстов, закладывавшихся на зонах глубинных разломов, расколовших такие кратоны. И поскольку переход от доплатформенной к платформенно-геосинклинальной стадиям развития коры Земли

на разных континентах происходил несинхронно и охватил промежуток времени от мезоархея до середины палеопротерозоя (3.2 - 2.0-1.9 млрд. лет), щелочные породы раннего докембрия имеют неоархейский и палеопротерозойский возраст.

Массивы и тела щелочных пород раннего докембрия сравнительно с массивами фанерозойских щелочных пород немногочисленны, что вероятно объясняется относительно небольшой суммарной площадью обнажения первичных архейских кратонов на современной земной поверхности, и по причине их относительно глубокого эрозионного среза сложены исключительно интрузивными разностями. Щелочные породы раннего докембрия мантийного происхождения и представлены всеми главными химико-петрографическими их типами: коматиитами в Ю. Африке, в В. Сибири (в Олондинском неоархейском зеленокаменном поясе) и в зеленокаменных поясах других континентов; ультраосновными-щелочными (в т. ч. с карбонатитами и с нефелиновыми сиенитами) комплексами в Финляндии (массив Сиилиньярви), в Ю. Африке (массивы Палабора, Бушвельдский, Пилансберг, Великая дайка Зимбабве); телами кислых щелочных метасоматитов (Катугинским в России, в В.Сибири и Брокмен в Сев. Австралии); щелочными гранитами в Канаде (массив Тор-Лейк) и на северо-западе России (массивы кейвских гранитов). Возникновение раннедокембрийских щелочных пород и их структурная локализация сходны с таковыми же для рифтогенных щелочных пород фанерозоя. Так, массивы ультраосновных, основных и среднего состава пород и тела кислых щелочных метасоматитов раннего докембрия возникли в ранние периоды развития раннедокембрийских проторифтоподобных систем и локализовались в депрессионных структурах таких систем (Катугинская залежь метасоматитов в Каларском палеопротерозойском троге, метасоматиты Брокмен в палеопротерозойском троге Холлс-Крик, ультраосновные породы Великой дайки Зимбабве в днище неоархейского трога и др.), а массивы щелочных гранитов появлялись на поздних этапах развития систем, в их горстах, обрамляющих и осложняющих депрессионные структуры (массив Тор-Лейк в северном борту палеопротерозойского авлакогена Атапуско и др.). Рифтоподобные системы раннего докембрия обычно полностью или частично наследуются фанерозойскими палеорифтовыми системами с присущими им проявлениями щелочного магматизма, объединяясь вместе с ними в единые щелочные провинции. В некоторых случаях раннедокембрийские рифтоподобные системы включают, кроме щелочных пород, пояса палеопротерозойских гранитных пегматитов.

С раннедокембрийскими щелочными породами генетически связаны месторождения редких металлов, редких земель, меди, никеля, платины, урана и тория, а также алмазов. Эти месторождения всегда многостадийные, длительного периода формирования (до сотен млн.лет), часто комплексные, среди них преобладают объекты, крупные и уникальные по запасам и богатые по содержаниям полезных компонентов (Ta-Nb-Zr-Y-REE месторождение Брокмен в Австралии, Ta-Nb-Zr-Y-REE Катугинское с криолитом в России, Ta-Nb-Zr-REE, зона «Лейк» и Y-Be, зона «Т» месторождения Тор-Лейк в Канаде).

М.В.Бадмацыренов, А.О.Шаракшинов

КАРБОНАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В Витимской провинции массивы щелочных пород располагаются среди сланцев, нижнепалеозойских гранитоидов и карбонатных толщ, представленных кристаллическими известняками и мраморами. Большинство массивов сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами. Породы уртит-мельтейгитовой серии слагают небольшие автономные тела и встречаются также среди нефелиновых сиенитов на небольших участках. В ранних работах отмечалось, что породы уртит-мельтейгитовой серии встречаются там, где вмещающими породами являются карбонатные породы.

Главные породообразующие минералы уртит-мельтейгитовых пород некоторых массивов Витимского плоскогорья содержат включения кальцита. Размеры его зерен микроскопические, но иногда встречаются и более крупные выделения, заполняющие пространство между зернами основных породообразующих минералов. Кальцит окрашен в светло-серые, желтовато-серые тона, обладает хорошей спайностью. Наиболее насыщены кальцитом мельтейгиты, ийолиты и уртиты Верхне-Бурульзайского, Мухальского и Снежинского массивов. В этих породах зерна кальцита встречаются в виде округлых пойкилитовых включений, заключенных в нефелине, гастингите, эгирин-авгите и гранате, размером 0,6-0,8 мм. Кальцит рассматривается как первично-магматический в силу того, что для него характерно отсутствие реакционных кайм и он образует нередко также гипидиоморфные зерна наряду с другими породообразующими минералами, что свидетельствует о сингенетичности их кристаллизации.

Значительная часть кальцита в щелочных породах представлена постмагматическими разновидностями, в отличие от первичного он образует мелкозернистые агрегаты с зазубренными краями, выполняет микропрожилки, интерстиции и псевдоморфозы по ранним минералам. Нередко в ассоциации с биотитом и амфиболом образует маломощные зоны биотит-кальцитовых и амфибол-кальцитовых метасоматитов, развивающихся на контакте нефелиновых пород с вмещающими мраморами.

Встречается кальцит, выполняющий микропрожилки, интерстиции и псевдоморфозы по ранним минералам; нередко в ассоциации с биотитом и амфиболом образует маломощные зоны биотит-кальцитовых и амфибол-кальцитовых метасоматитов, развивающихся на контакте нефелиновых пород с вмещающими мраморами. Включения кальцита встречены в породах Снежинского, Мухальского и Верхне-Бурульзайского массивов.

Результаты химических составов щелочных пород и минералов показывают насыщенность СаО щелочных пород и их ранних породообразующих минералов в массивах, сформировавшихся в карбонатной толще; миаскитовый тип химизма щелочных пород; в составе щелочей преобладает Na₂O; низкая магнезиальность и высокая железистость пород и их минералов.

Результаты исследований изотопных отношений кислорода и углерода включений кальцитов из щелочных пород подтверждают, что источник

карбонатного вещества был глубинный. Величины $\delta^{13}\text{C}$ в кальцитах из этих пород лежат в интервале от -3,9 до -8,9 ‰ (РДВ), а $\delta^{18}\text{O}$ 5,6 - 13,7 ‰ (SMOW). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах составляют 0,7066 - 0,7074.

Проведенные исследования позволяют предполагать наличие среди щелочных пород эндогенных карбонатных образований близких к карбонатитам и дают некоторые основания к отнесению данного региона к провинции щелочных пород с карбонатитами.

Р.А.Бадмацыренова, Д.А.Орсоев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, E-mail: magma@gin.bsc.buryatia.ru

ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ АРСЕНТЬЕВСКОГО ГАББРО-СИЕНИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Арсентьевский массив расположен в центральной части хребта Моностой на левом берегу р. Селенга, в ~70 км к юго-западу от Улан-Удэ. Он представляет собой интрузив площадью около 50 км², резко дискордантный по отношению к вмещающим метаморфическим породам (гнейсы и кристаллические сланцы), образование которых связывается с раннеордовикской коллизией. Массив сложен породами умеренно щелочного состава и переходного к нормально щелочному. В его формировании выделяются два этапа (фазы): габбро-сиенитовый, охватывающий период образования дифференцированной серии от субщелочных габброидов и диоритов-монцититов до сиенитов, и этап формирования щелочно-полевошпатовых сиенитов. Каждый этап сопровождался формированием пород дайкового комплекса. К расслоенной габбро-сиенитовой серии приурочено титаномагнетит-ильменитовое оруденение.

Габброиды характеризуются широкой вариацией минерального состава. Ведущими минералами являются плагиоклаз (An_{32-42} , до 50%) и авгит, реже – диопсид, второстепенное положение занимают биотит, калиевый полевой шпат, роговая обманка, керсутит, изредка встречается кварц; в качестве акцессорных минералов отмечаются магнетит, ильменит, апатит, эпидот. Широким развитием пользуются роговообманковые и керсутитовые разновидности габбро. Сиениты раннего этапа очень близки к лейкогаббро, отличаясь более выдержанным составом и меньшими содержаниями феррических минералов. Они сложены паргаситом, биотитом, крупными выделениями калиевого полевого шпата с редкими пятнистыми пертитами, более мелкими зернами плагиоклаза (An_{30-35}). Иногда отмечаются разновидности богатые кварцем (до 10 %).

Щелочно-полевошпатовые сиениты позднего этапа это средне- и крупнозернистые иногда порфировидные породы, в которых доминируют щелочные полевые шпаты с антипертитовыми структурами. Плагиоклаз представлен альбитом (An_{5-10}). Как и в сиенитах раннего этапа, выделяются существенно амфибол-биотитовые и существенно клинопироксен-биотитовые разновидности. Акцессорные – магнетит, апатит.

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ породы выделенных этапов образуют две дискретные группы. Первая характеризуется единым трендом в поле субщелочных основных и средних пород, а вторая – в поле

щелочных сиенитов. Аналогичные закономерности фиксируются на дискриминантных диаграммах зависимости содержания петрогенных оксидов и некоторых индикаторных микроэлементов от магнезиальности.

От ранних к поздним дифференциатам габбро-сиенитовой ассоциации наблюдается накопление MgO, Na₂O, K₂O, Rb, Zr, Nb, Ba, Pb и, напротив, уменьшение FeO*, TiO₂, CaO, P₂O₅, Sr, V. При этом габбровые породы можно разделить на без- и апатитовые подгруппы. Важной особенностью является приуроченность оруденения к апатит- и керсутитсодержащим разностям габброидов, вследствие чего эти породы можно считать индикаторами оруденения. С учетом этих данных на графике зависимости содержания P₂O₅ от TiO₂ видно, что с возрастанием в породе фосфора до 1% параллельно возрастает и концентрация рудного компонента. В дальнейшем количество титана постепенно уменьшается. С увеличением содержания в габброидах апатита и керсутита от 0,3 до 10% параллельно увеличивается содержание Fe-Ti рудных минералов. Максимальная концентрация рудного компонента в породах отмечается при содержании суммы апатита и керсутита в пределах 10-15%. При более высоком их содержании концентрация рудного компонента падает.

Щелочно-полевошпатовые сиениты по сравнению с сиенитами раннего этапа характеризуются более низкими содержаниями FeO*, TiO₂, MgO, CaO, а также Sr, Ba, Y, Zr, Zn, V, что в целом соответствует общей эволюции родоначальной магмы.

Кривые распределения РЗЭ для пород габбро-сиенитовой ассоциации имеют аналогичную конфигурацию и отрицательный наклон. Основным концентратором РЗЭ является апатит, что подтверждается прямой корреляцией содержаний P₂O₅ и суммы РЗЭ. Данные по распределению РЗЭ в породах Арсентьевского массива свидетельствуют о том, что состав родоначальной магмы сопоставим с основными магмами повышенной щелочности, имеющими плюмовую природу (*Грант РФФИ № 01-05-97257*).

Ю.А.Балашов, В.Н.Глазнев

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
e-mail: balashov@geoksc.apatity.ru*

ВЛИЯНИЕ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА НА ДИНАМИКУ КОРООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Согласно современным представлениям, генерация мантийных магм и их поступление в верхние оболочки Земли определяются прежде всего энергетикой ядра и нижней мантии. Это воздействие должно изменяться в связи с охлаждением планеты, что в итоге отражается в направленной эволюции мантийного магматизма и интенсивности его проявления в коре в геологическом времени. Как показала статистическая обработка банка данных по возрасту образования мантийных пород (более 4600 датировок), это прежде всего отражается в существовании циклов максимальной и минимальной активизации мантийного магматизма (рис.1): выделяются длительные эпохи интенсивного роста континентальной коры за счет привноса мантийного материала, прерываемые относительно краткими периодами резкого затухания мантийной активизации (около 200, 800-900, 1400-1500, 2300-2400

и, вероятно, около 3200-3300, 3600 и 3900 млн лет). Можно предполагать, что причины вариаций в интенсивности мантийного магматизма обусловлены спецификой динамики энергетической разрядки глубинных недр, проявленной стадийностью генерации суперплюмов – одним из важнейших механизмом выноса тепла и нового мантийного материала в верхнюю мантию. Щелочные расплавы, кимберлиты, громадные базитовые дайковые серии, сопровождаемые расслоенными базит-гипербазитовыми интрузиями, и поля трапповых формаций на сегодня рассматриваются как главные продукты выноса мантийного вещества под влиянием суперплюмов. Взаимосвязь этих типов магм с суперплюмами подтверждается тем, что в ряде случаев подобные магмы наследуют изотопно-геохимические признаки, которые предположительно свойственны нижней мантии и жидкому ядру.

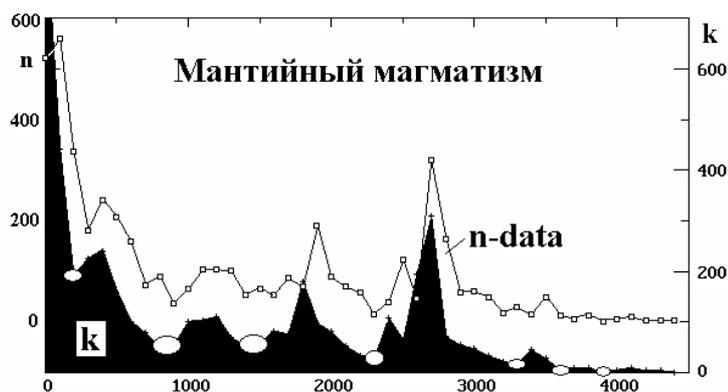


Рис. 1. Изменения в интенсивности мантийного магматизма в интервале 4.4-0 млрд лет по данным статистического анализа (k) и по сумме датировок (n) за каждые 100 млн лет. Кружки - циклы минимальной мантийной активизации.

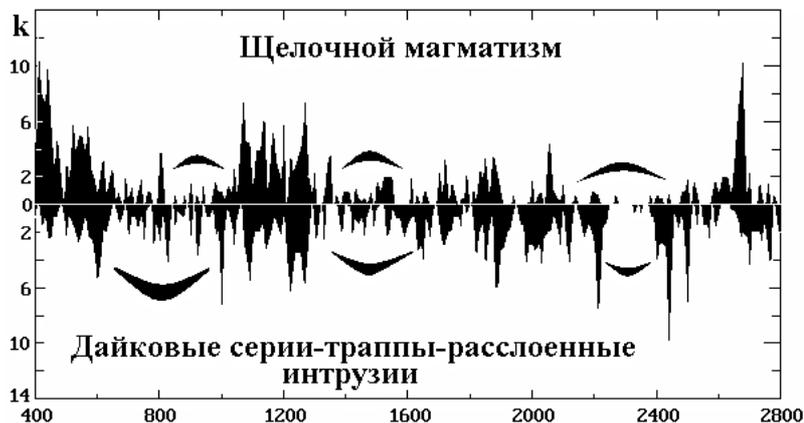


Рис.2. Совпадение этапов исчезновения или минимизации проявления щелочного и базит- гипербазитового магматизма с глобальными циклами резкого снижения мантийной активизации (рис.1).

Статистическая обработка данных по геохронологии щелочного магматизма (1057 датировок) и комплекса дайковых серий, траппов и расслоенных интрузий (714 датировок) указывает (рис.2) на согласованность изменений в активизации щелочного и базит-гипербазитового магматизма с картиной глобального неравномерного

развития мантийного магматизма на Земле. Отсутствие явной периодичности в процессах магматизма не отвергает существования цикличности, которая, по предварительным оценкам, достаточно хорошо отвечает хаотическим динамическим системам. Поэтому эпохи активизации в генерации подобных магм могут рассматриваться как поверхностное отражение стадийности энергетических и динамических процессов в нижней мантии, что впервые позволяет подтвердить дискретность в энергетической разрядке глубинных недр Земли, в чем по существу отражается важнейшая черта специфики геодинамики нижней мантии и ядра, причину возникновения которой предстоит еще расшифровать.

В целом, отмеченные интервалы активизации щелочного и базит-гипербазитового магматизма совпадают с ориентировочными оценками времени формирования суперконтинентов (Condie, 2002). Поскольку амальгамация континентальных масс при этом сопровождается их столкновениями, то сам процесс должен сопровождаться экстремальным метаморфизмом литосферных блоков. Максимумы проявления гранулитового и эклогитового метаморфизма, согласно статистическим расчетам (583 датировки), отчетливо коррелируются с интервалами оптимальной генерации щелочных и глубинных базит-гипербазитовых магм. Этот факт независимо подтверждает влияние глубинной геодинамики планеты на стадийность и интенсивность корообразования. (РФФИ № 01-05-64373, № 03-05-64740)

Литература

Condie K.C. J.Afr.Earth Sci., 2002.V.53. pp.179-183.

Ю.А.Балашов, В.Н.Глазнев

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
e-mail: balashov@geoksc.apatity.ru*

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ МАГМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВРЕМЕНИ КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИИ СИСТЕМЫ КОРА-МАНТИЯ

Разнообразие типов мантийных и коровых пород повышенной щелочности, подчеркиваемое вариациями их геохимических параметров и условий петрогенеза, является следствием необратимых изменений в характере корообразования Земли в геологическом времени и, следовательно, в принципе может служить репером для идентификации определенных рубежей в эволюции системы кора-мантия. Напомним, что наиболее ранние фации пород повышенной щелочности (сиенограниты и граносиениты, кварцевые сиениты и монцонитоиды) впервые появляются в коре раннего архея (3485-3460 млн лет) задолго до начала образования мантийных субщелочных и щелочных комплексов позднего архея – фанерозоя. Это может оказаться важным репером для идентификации границы между средним и ранним археем, поскольку подобные субщелочные разности отсутствуют древнее рубежа 4500-4520 млн лет. В свою очередь, среди мантийных серий позднего архея наиболее ранними являются сиениты Барбертона в Ю. Африке (3105±10 млн лет) и трахиты кратона Пилбара в З. Австралии (3048±19 млн лет), также относящиеся к

субщелочному типу, но уже мантийного генезиса. Поскольку граница между ранним и поздним археем в настоящее время дискутируется, древнейшие сиенитовые серии Барбертона могут рассматриваться в этом споре как дополнительный аргумент в пользу рубежа около 3110-3130 млн лет.



Последовательность наиболее раннего появления плутонических и вулканических субщелочных и щелочных магм в интервале 3500 –0 млн лет : 1- монцититоиды и граносиениты, кварцевые трахитоиды; 2- габбро-сиениты сиениты и трахиты; 3- щелочные граниты; 4- шошониты; 5- фойдолиты, фойдитоиды, карбонатиты, лампрофиры, щелочные базальтоиды; 6- кимберлиты; 7- калиевые щелочные интрузии; 8- лампроиты; 9 - флогопитовые кимберлиты и калиевые сиениты ; 10- лейцититы.

Первое появление щелочных гранитов в интервале 2760-2750 млн лет фиксировано в Австралии и Бразилии, ранних шошонитовых серий Манитобы – при возрасте 2728 ± 45 млн лет, фойдолитов, фойдитоидов, карбонатитов и лампрофиров в разных регионах - 2690-2680 млн лет. Все эти типы по существу по времени формирования совпадают с важнейшим этапом мощного корообразования позднего архея. Переход от протерозоя к рифею характеризуется появлением кимберлитов - 2200 ± 40 , калиевых щелочных интрузий - 1808 ± 47 , лампроитов - 1200 ± 5 , флогопитовых кимберлитов - 1118 ± 30 , калиевых щелочных сиенитов - 1088 ± 2 млн лет. В фанерозое единственный новый тип пород представлен лейцититами - 153 ± 5 и менее млн лет. Совокупность перечисленных пород отражает с одной стороны - последовательное возрастание роли наиболее глубинных по генезису типов щелочных магм, с другой – подчеркивает усиление роли мантийных калиевых разностей. Однако, общим для все них является приуроченность к стадиям активизации мантийного магматизма в истории Земли. Нельзя не отметить при этом, что стадийность проявления корового субщелочного магматизма (Рис.) согласуется с цикличностью генерации мантийных субщелочных и щелочных магм (РФФИ № 01-05-64373, № 03-05-64740).

А.С.Балуев, В.М.Моралев, Е.Н.Терехов

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,

e-mail: baluev@ilran.ru

СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПРОЯВЛЕНИЙ ЩЕЛОЧНОГО ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА ПРИБЕЛОМОРЬЯ

Важнейшим парадоксом внутриплитного щелочного магматизма является то, что его проявления статистически приурочены к структурам растяжения континентальной коры, тогда как форма массивов и их локальное положение указывает на их внедрение в обстановке сжатия или отсутствия ориентированного стресса. Подобная ситуация трудно объяснима в рамках моделей приуроченности интрузий к крутопадающим разломам континентальных рифтовых зон. В Кольской щелочной провинции основная масса интрузий (по количеству массивов) внедрялась в условиях корового сжатия. На это указывают как структурные и геофизические исследования, так и форма массивов, напоминающая воронку. Состав разноглубинных ксенолитов в массивах, а также изотопные данные о различиях в уровнях мантийных источников магм позволяют предполагать наличие зон сжатия в разрезе литосферы, которые препятствовали свободному выходу мантийных магм. В последние годы некоторые исследователи связывают локализацию массивов ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова с Онежско-Кандалакшским палеорифтом. Однако, в девоне, когда внедрялась основная масса интрузий, эта структура проявилась как сдвиг, на растущем фланге которого (зоне пропагации) формировались концентрические структуры – участки разрядки напряжений. В эти структуры и была внедрена большая часть массивов щелочных пород. Со структурами обрамления сдвиговых зон, которые в свою очередь характерны для лежащих крыльев региональных сбросов, было связано возникновение другого типа эндогенных образований, ещё не получивших широкого признания. Это – инъекционные брекчии, формирование которых объясняется внедрением в кору горячих флюидов, обязанных своему выбросу декомпрессионным явлениям в низах коры и в мантии. Подобные образования известны как в р-не Кандалакшского залива (о.Телячий, мыс Качинный), так и на ЮВ Беломорья – в районах устья р.Онега (о.Кий, о. Горонтев, мыс Пильемский) и Зимнего Берега.

Условия локального корового растяжения на территории Кольского п-ва в девонское время возникли только в пределах Хибино-Контозерской разломной зоны СВ простирания. Эта структура находится на продолжении Восточно-Баренцевского трога, который в это время раскрывался до субокеанической стадии. Обстановка растяжения в пределах Хибино-Контозерской зоны предопределила плавление корового материала под влиянием тепла от внедренных в её основание ультраосновных щелочных магм. В результате этого, только вдоль этой структуры развиты кислые и средние дериваты девонского магматизма.

Анализ строения и эволюции Онежско-Кандалакшской и Керецко-Лешуконской палеорифтовых систем рифейского возраста показал, что их формирование можно связывать с процессами субгоризонтального растяжения при повороте Восточно-Европейской плиты против часовой стрелки (Балуев и др., 2000). Рифтогенез в этих условиях мог развиваться по модели “простого сдвига”, т.е. пассивного рифтинга, за счет подвижек по наклонным на СВ пологим сбросам, которые контролировали раскрытие рифейских трогов. Именно эти пологие структурные элементы в коре восточной части щита могли играть ключевую роль и в локализации массивов щелочных пород девонского возраста. Особенности геохимии последних свидетельствуют об их образовании

за счет материала мантийного плюма или обогащенной мантии. Реализация процессов частичного плавления субстрата (большее обогащение некогерентными элементами – меньшая степень плавления) наиболее вероятна в лежащих крыльях сбросов. При подвижках в глубинных частях сбросов, возникают условия декомпрессии и частичного плавления, определяющие возможность выброса флюидов, тогда как в поверхностных участках лежащих крыльев сбросов могут возникать напряжения локального сжатия. Регенерация пологих сбросов рифейского заложения в девоне проходила в области горизонтального сжатия Восточно-Европейской плиты (вследствие столкновения последней с Северо-Американской плитой), в пределах которой возникали участки локального растяжения (транстенсии).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 01-05-64190.

Т.Б.Баянова, А.А.Предовский

Геологический институт КНЦ РАН, tamara@geoksc.apatity.ru

ЭТАПЫ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА С-В ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Древнейший, позднеархейский щелочногранитный магматизм продатирован U-Pb методом по цирконам с интервалом 2.75-2.61 млрд. лет в Кейвской зоне. Это щелочные граниты массивов Понойского, Западнокейвского и Белых тундр, а также нефелиновые сиениты и щелочные сиениты массива Сахарьок (Баянова, 2002). Близкий U-Pb возраст имеют цирконы и бадделеит из карбонатитов массива Сиилиньярви (Финляндия), равный 2.61 млрд. лет. Граниты, сиениты и карбонатиты формируются во внутриплитных условиях и являются производными мантийного резервуара EM-2 с характеристиками вклада вещества верхнемантийного плюма, где отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (в ильмените Понойского массива) равны 0.7×10^{-6} , что близко отношению MORB (Зозуля и др., 2002). Следующий, раннепротерозойский этап проявления щелочного магматизма начинается с ятулийских субщелочных базальтов и андезитов-базальтов II толщи Печенги с возрастом 2.21 млрд. лет (Балашов и др., 1996). Они открывают эпоху развития не только кислых, но и основных-ультраосновных субщелочных и щелочных магматитов. Возраст субщелочных гранитов Канозерского массива 2.3 млрд. лет (Новые данные..., 1990). Щелочные граниты дифференцированного массива Гремяха-Вырмес имеют U-Pb возраст цирконов, равный 1.98 млрд. лет (Ефимов и др., 2000). Близкий U-Pb возраст (1.97 млрд. лет) по цирконам и бадделеиту имеют кислые туфы, ассоциированные с железистыми базальтами и субщелочными пикритами IV толщи Печенги (Смолькин и др., 2001). Формирование пород происходит в обстановке растяжения и интерпретируется по геохимическим данным плюмовой природой магматизма.

Лампрофиры заключительного этапа раннепротерозойского развития Печенги с U-Pb возрастом по цирконам - 1.7 млрд. лет (Скуфьин и др., 2000) близки по времени образования алмазонасным лампроитам Порьей губы (Никитина и др., 1997). Алмазонасные лампроиты Костомукшского района с возрастом 1.23 млрд. лет, относящиеся уже к позднепротерозойской эпохе магматизма, продатированы Rb-Sr и Sm-Nd методами (Марченко и др., 1997).

Главный этап щелочного магматизма региона – палеозойский. Его длительность, определенная ранее в 20 млн. лет, от 380-360 млн. лет (Kramm et al., 1993), увеличена до 100 млн. лет. Основой для этого явился Rb-Sr и Sm-Nd возраст породообразующих минералов из алмазоносной трубки-7 Терского берега, определенный в 465 млн. лет (Деленицин и др., 2001). Интервал от 465 до 360 млн. лет формирования кимберлитов и щелочных массивов Ковдор, Хибинь, Себлявр, Курга и др. по геохимическим данным I_{Sr} , REE, e_{Nd} и ${}^3He/{}^4He$ отражает вклад до 10% нижнемантийного резервуара, а щелочной магматизм имеет плюмовую природу (Толстихин и др., 1999) внутриплитного формирования.

Таким образом, щелочные породы северо-восточной части Балтийского щита развивались в пределах на протяжении более 2 млрд. лет – от 2.75 млрд. лет до 360 млн. лет. На протяжении этого времени в общем плане закономерно возрастали меланократовость магматитов, глубинность заложения магмообразующих систем, степень щелочности пород и общий объем вулканитов и плутолитов субщелочного и щелочного типа. *Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ № 00-05-72032 (ЦКП) и 01-05-64671.*

Т.И.Васильева, Е.С.Пржиялговский

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,
e-mail: tania@ilran.ru*

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА КАНДАЛАКШСКОГО ГРАБЕНА

Важнейшим тектоническим фактором, определившим условия образования щелочных пород палеозойского времени, явилась специфика развития рифтогенных процессов на севере Восточно-Европейской платформы. Начавшееся в позднем силуре столкновение Лаврентии с Балтикой обусловило образование системы Скандинавских каледонид и регенерацию рифтов Беломорской системы. Последняя происходила в режиме локального растяжения в тылу области горизонтального сжатия Балтики после ее столкновения с Северо-Американской плитой. Возникновение режима растяжения в пределах Баренцевоморской плиты и раскрытие Восточно-Баренцевоморского трога со спрединговым центром, перемещавшимся с севера на юг от Земли Франца-Иосифа к Кольскому полуострову в период 390-360 млн лет, послужило причиной формирования и Хибино-Контозерской зоны разломов с признаками растяжения, являющейся продолжением рифта на Балтийский щит. В подобной геодинамической обстановке регенерация рифтовой системы Белого моря происходила главным образом в сдвиго-раздвиговой форме, как было показано ранее (Балуев и др., 2000). Проявления щелочно-ультраосновного внутриплитного магматизма в пределах щита, таким образом, приурочены в основном к Хибино-Контозерской зоне растяжения и области ее пересечения с рифтовыми разломами Беломорской системы.

Характерной чертой палеозойского этапа магматизма в пределах Кандалакшского грабена рифтовой системы Белого моря является резко выраженная неоднородность в распространении дайковых тел – крупные узлы, состоящие из большого количества сближенных даек разделены участками, где дайки практически отсутствуют.

Структурно-тектонические особенности локализации отдельных узлов определяются следующими основными чертами:

1. Крупные дайковые узлы располагаются в зонах динамического влияния рифтовых разломов Белого моря и маркируют линейные деструктивные поля на плечах рифта. Эти поля соответствуют локальным участкам растяжения в региональной обстановке сжатия и характеризуются значительной сдвиговой составляющей;

2. В пределах узлов главным контролирующим фактором является сочетание двух систем сопряженных сколовых трещин. Реконструкция ориентировки локальных полей тектонических напряжений в пределах отдельных дайковых узлов показала, что магмоконтролирующими являются трещины главным образом северо-восточного и субмеридионального простирания, ориентированные в направлении преобладающего напряжения сжатия. Трещины субширотного и северо-западного направлений ограничивают простирание отдельных дайковых тел, а смещения по ним происходили в основном в сдвиговой форме, возможно, с незначительной сбросовой составляющей.

3. Дайковые комплексы, ассоциирующие с кольцевыми массивами щелочно-ультрасосновных пород, формировались в условиях “точечной” проницаемости земной коры. Такие условия реализовались в случае сочетания одноранговых сопряженных рифтовых разломов в узлах аккомодации тектонических напряжений.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 01-05-64190

Н.В.Веретенников, А.Г.Лапцевич, Н.Д.Михайлов

Институт геологических наук НАН Беларуси, Минск, e-mail: geology@ns.igs.ac.by

ЩЕЛОЧНОЙ МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИПЯТСКОЙ ОБЛАСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРАКРАТОННОГО РИФТОГЕНЕЗА: ФАЦИИ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ

Припятская область позднепалеозойского рифтогенеза охватывает юго-восточную четверть территории Беларуси. В палеогеодинамическом аспекте она включает собственно рифтовый грабен – Припятскую впадину, Брагинско-Лоевскую седловину, отделяющую Припятскую впадину от Днепровско-Донецкой, и Северо-Припятское плечо, в котором выделяются (в современном структурно-тектоническом плане) Северо-Припятская зона ступеней, Жлобинская седловина и Гомельская структурная перемычка.

Вулканомагматические образования (ВМО) на юго-востоке Беларуси впервые установлены в 60–70-х гг. 20 в. нефтепоисковыми скважинами в Припятской впадине и на Брагинско-Лоевской седловине. Они представлены фациально и петрографически разнообразными вулканическими и гипабиссальными породами. Первые образуют в разрезе верхнедевонских солей и нефтеносных отложений две эффузивно-пирокластические толщи мощностью до 800 м каждая, разделенные толщей 250–300 м карбонатных пород. Площадь распространения вулканитов в пределах этих структур – около 3000 км², глубина до их кровли – от 900 до 2300 м. Нижняя толща по простиранию

замещается евлановско-ливенской соленосной толщей, верхняя – елецкими карбонатными и другими отложениями. Этим, вместе с палеонтологически обоснованным возрастом подстилающих и перекрывающих отложений точно устанавливается возраст вулканогенных толщ: нижней – как позднефранский, верхней – раннефаменский. Петрографически эти толщи существенно не различаются. Они сложены в общем одними и теми же щелочными эффузивными породами ультраосновного (меланефелениты, мелалейцититы, фельдшпатоидные пикриты), основного (нефелиниты, лейцититы), среднего состава (щелочные трахиты) и их туфами. В подчиненном количестве представлены средние и основные субщелочные породы: трахиты, плагиотрахиты, трахиандезиты, трахибазальты. Отличаются толщи главным образом количественным соотношением разных фациальных и петрографических типов этих пород. Соединенные между собой субвулканическими телами и дайками гипабиссальных пород щелочного и субщелочного ряда (порфиrowыми щелочными пикритами, мончикитами, шонкинитами, вогезитами, сиенит-порфирами и др.), эти толщи образуют единую щелочную существенно базит-ультрабазитовую континентальную рифтогенную формацию.

В пределах Северо-Припятского плеча позднедевонские ВМО впервые выявлены в 80-х г.г. в южной части Гомельской структурной перемычки, где они вскрыты под отложениями триаса двумя скважинами: Центролит К2 и Васильевка 1. Первой из них частично пройдены в интервале глубин 401,5-1002 м вулканогенные образования прикратерной и кратерно-жерловой фаций, представленные чередующимися щелочными базальтоидами (лейцитовыми нефелинитами, лейцититами) и их туфами, изредка прорываемыми гипабиссальными телами щелочных сиенит-порфиров. Позже, наличие верхнедевонских ВМО установлено и на большей северо-западной части этой структуры, где они вскрыты многими скважинами, пробуренными с целью поисков трубок взрыва. Здесь, как и в скв. Васильевка 1, большинством скважин вскрыты на глубину от первых до нескольких десятков метров субщелочные и щелочные трахиты и сиенит-порфиры. Отдельными скважинами встречены трахибазальты, щелочные базальтоиды и породы, переходные от трахибазальтов к щелочным пикробазальтам.

В пределах Северо-Припятской зоны ступеней вулканогенные образования установлены лишь в ее северо-восточной части. Здесь на глубинах 250-350 м встречены и частично или полностью пройдены многочисленными поисковыми (на алмазы) скважинами вулканокластические породы: туфы, ксенотуфы, туфобрекчии разной, преимущественного псаммопсефитовой структуры. Минеральный и химический состав ювенильных литокластов этих пород в большинстве соответствует фельдшпатоидным пикритам и оливиновым мелалейцититам, реже – щелочным калиевым пикробазальтам. Фациальная природа этих вулканитов пока дискуссионна. Так как все они вскрыты в пределах локальных магнитных аномалий "трубочного типа", местные геофизики и геологи считают, что эти "кимберлитоподобные породы" выполняют трубки взрыва, на основании чего уже более 6 лет здесь ведутся безуспешные поисковые работы на алмазы. Учитывая структурно-текстурные и другие характеристические (в фациальном аспекте) особенности этих пород, мы

считаем, что они образуют хорошо сохранившиеся от эрозии (так как большей своей частью "встроены" в геологически синхронные туфогенно-карбонатные ранневоронежские отложения) небольшие подводные палеовулканы центрального типа, перекрытые верхневоронежско-евлановскими (ранний фамен) отложениями. Поэтому поиски в них алмазов абсолютно бесперспективны, тем более что эти породы не имеют ничего общего с кимберлитами или лампроитами.

В этом аспекте определенный интерес представляли ВМО выявленные в конце 80-х–начале 90-х г.г. на Жлобинской седловине. Здесь в контуре 24-х локальных магнитных аномалий "трубчатого типа" были установлены на глубинах от 100 до 170 м (под среднеюрскими, а на юге – под верхнефранскими отложениями) и пройдены на глубину до 350-650 м несколькими сотнями скважин вулканокластические, реже (на больших глубинах) – массивные магматические (субвулканические, жильные?) породы. Они слагают в большинстве воронкообразные, реже неправильно-трубообразные тела, которые были сразу интерпретированы как трубки взрыва. А породы, которыми они образованы, в 19 из 24 трубок были определены изучавшими их геологами как кимберлиты, лампроиты, кимберлит-лампроиты, позже "переопределенные" ими же как "кимберлитовые", "кимберлитоподобные" породы, киммелилититы и т.п. На основании этого на всех выявленных здесь трубках более 8 лет велись поисковые работы на алмазы, закончившиеся отрицательным результатом: достоверных, подтвержденных вторичным опробованием находок алмазов в них не установлено. Проведенное нами в 1994-1995 г.г. частичное, а позже, более полное петрографическое, петрохимическое, по части трубок – геохимическое и минералогическое изучение этих пород показало, что среди них не представлены ни кимберлиты, ни лампроиты и, что все трубки, выявленные в пределах Жлобинского поля, образованы вулканокластическими породами (туфами, в том числе автолитовыми, туфо– и ксенотуфобрекчиями) щелочно-ультраосновного состава, преимущественно калиевой серии. Среди них установлены мелилититы, мелалейцититы, лейцитовые и мелилитовые меланефелиниты, пироксеновые и фельдшпатоидные пикриты.

Проявление позднедевонской вулканамагматической активизации данного региона вызваны глубинными (мантийной природы) процессами рифтогенеза, охватившими эту часть Донецко-Днепровско-Припятского рифтового пояса в начале позднего франа. Эпоха этой активизации включает как минимум 4 этапа: три — позднефранские (раннеречицкий, ранневоронежский, евлановско-ливенский) и не менее одного раннефаменского (елецкий).

Первый из них проявился на начальной стадии рифтогенеза формированием трубок взрыва щелочных ультрабазитов калиевой серии на значительном (60-80 км) удалении от образовавшегося позднее Припятского рифтового грабена. Хронологически и геодинамически он соответствует этапу предрифтового сводообразования и приурочен пространственно к зоне наибольшего изгиба и растяжения литосферы под действием восходящего мантийного потока.

По мере развития процесса рифтогенеза вулканамагматическая деятельность, принимая все большую интенсивность, фаціальное и петрографическое разнообразие, последовательно смещалась к осевой зоне области рифтогенеза и на

поздних этапах локализовалась в основном или только (елецкий этап) в рифтовом грабене.

В.Р.Ветрин,* А.В.Травин**

**Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru*

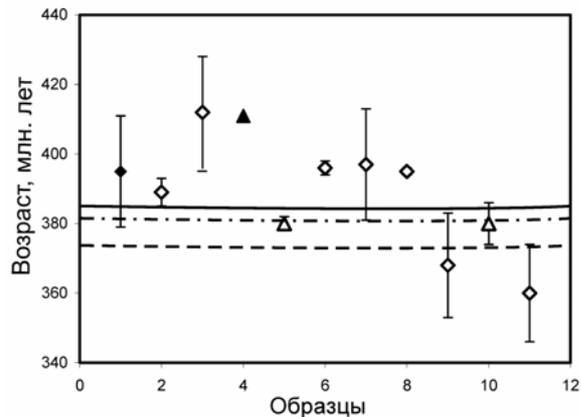
***Объед. институт геологии, геофизики, минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: travin@uiggm.nsc.ru*

ВОЗРАСТ ПРОЦЕССОВ МОДАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

В результате подъема палеозойского плюма в северной части Балтийского щита были образованы гигантские нефелин-сиенитовые интрузии, а также многочисленные массивы, дайки и трубки взрыва щелочно-ультраосновных пород, нефелинитов, кимберлитов и карбонатитов. Породы трубок взрыва и даек содержат ксенолиты нижней коры и верхней мантии, представленные, соответственно, гранатовыми гранулитами и шпинелевыми перидотитами, несущими следы метасоматического преобразования – амфиболитизации и флогопитизации. С ксенолитами ассоциируют обломки кристаллов амфибола, ксеногенный характер которых определяется наличием вокруг них закалочных ореолов, а также постоянством состава кристаллов этого минерала, включенных в петрографически и петрохимически различные породы.

Датирование процессов домагматического метасоматоза при формировании палеозойской Кольской щелочной провинции производилось раньше при изучении Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем (Kramm, Kogarko, 1994; Арзамасцев, Беляцкий, 1999; Tolstikhin et al., 2002). Время проявления криптового метасоматоза предполагается в интервале от ≤ 10 до 100-400 млн. лет перед внедрением интрузий нефелин-сиенитовых и щелочно-ультраосновных интрузий.

Нами изучены ксенокристаллы амфибола из ультраосновных лампрофиров трубки взрыва на о. Еловом, дайки этих пород на о. Оленьем, и из дайки феррокарбонатита на о.Телячьем (Кандалакшский архипелаг Белого моря). Определение возраста ксенокристаллов выполнено K-Ar методом в Геологическом институте КНЦ РАН, Апатиты, и ^{40}Ar - ^{39}Ar методом в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск по методике, опубликованной ранее (Травин и др., 2001). Ксенокристаллы амфибола достигают в длину 2-3 см, плеохроируют в желтовато-коричневых тонах, и по составу соответствуют калиевым титанистым магнезиогастингситам. При сравнении с “мантийными” амфиболами различных генетических типов, изученные амфиболы наиболее близки роговым обманкам из жил в нодулях мантийных лерцолитов. Для рассматриваемого типа амфиболов большинством исследователей предполагается метасоматический генезис.



Результаты определения возраста ксенокристаллов амфибола из ультраосновных лампрофиров (ромбы) и феррокарбонатов (треугольники). Значки черного и серого цвета – результаты определения возраста, соответственно, K-Ar и Ar-Ar методами, контурные значки – возрастны́е данные для ультраосновных лампрофиров и карбонатов. Горизонтальными линиями показан нижний предел ошибок в определении возраста ультраосновных лампрофиров и карбонатов.

Полученные K/Ar возрасты амфибола находятся в диапазоне от 380 до 412 млн. лет. В ^{40}Ar - ^{39}Ar спектре всех изученных амфиболов после низкотемпературных ступеней с существенно завышенным возрастом наблюдается четкое плато, рассчитанный по которому возраст находится в диапазоне от 380 до 396 млн. лет. Форма возрастных спектров свидетельствует в пользу избыточного радиогенного аргона, который, скорее всего, был захвачен из расплава при транспортировке приповерхностными участками минералов и, соответственно, проявился только на низкотемпературных ступенях. Его присутствие может объяснить более древние значения K-Ar возраста.

Для двух образцов из ультраосновных лампрофиров трубки взрыва на о. Еловом цифры возраста, рассчитанного по методу плато (395-396 млн. лет), более чем на 20 млн. лет превышают значение возраста вмещающих ультраосновных лампрофиров (368 ± 15 млн. лет, K-Ar метод, WR, рис.1). Аналогичное соотношение наблюдается между ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастом амфибола из дайки ультраосновных лампрофиров на о. Оленьем (395-397 млн. лет) и K-Ar возрастом вмещающих пород (360 ± 16 млн. лет, K-Ar метод, WR).

^{40}Ar - ^{39}Ar возраст амфибола из дайки феррокарбоната на о. Телячьем (380 ± 2 млн. лет) совпал в пределах ошибки с оценкой времени кристаллизации феррокарбоната с помощью U-Pb метода по циркону (380 ± 8 млн. лет, Claesson et al., 2000). При этом интегральный ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст совпал с K/Ar (411 ± 17 и 407 ± 5.5 млн. лет соответственно), подтверждая концепцию о влиянии захваченного радиогенного аргона.

Таким образом, учитывая, что изотопная система амфиболов после их формирования могла потерять часть накопленного радиогенного аргона во время экспозиции на глубине, а также при их транспортировке наверх расплавом, процесс модального метасоматоза происходил непосредственно перед внедрением, или на ≥ 2 -6 млн. лет предшествовал внедрению даек

ультраосновных лампрофиров и феррокарбонатитов. Нижняя возрастная граница процесса остается неопределенной. *Исследования проводились при поддержке РФФИ, гранты 02-05-64394, 02-05-64455.*

Литература

- Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. // Доклады РАН. т.366. №3. с.387-391.
Травин А.В. и др. // Геохимия. – 2001. - № 12, с. 1347-1351.
Claesson S., et al., // Lithos. 2000. V. 51. P. 95-108.
Kramm U., Kogarko L.N. // Lithos. 1994. 32. P.225-242.
Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., et al. // Geochim.Cosmochim. Acta. 2002. V.66. №5. P. 881-901.

В.Р.Ветрин , И.Л.Каменский, С.В.Икорский

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,
e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru*

ЮВЕНИЛЬНЫЙ ГЕЛИЙ В “СЕРЫХ ГНЕЙСАХ” КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Одной из актуальных проблем петрологии является происхождение ранней континентальной коры, сложенной главным образом плагиогнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (“серые гнейсы”). В северо-восточной части Балтийского щита эти породы с возрастом 2.8-2.84 млрд. лет занимают площадь около 40 тыс. км², и являются главной составляющей гранит-зеленокаменных областей. Среди гранитоидов встречаются реликты двупироксеновых кристаллосланцев с модельным возрастом $T_{Nd} (DM) \geq 3$ млрд. лет, которые могут рассматриваться как реликты древнейшей “базальтовой коры” региона. Формирование “серых гнейсов” предполагается в результате парциального плавления метаморфизованных основных пород под воздействием позднеархейского плюма, обусловившего комплиментарное образование зеленокаменных структур.

Поскольку одним из доказательств существования плюмов в архее является наличие ювенильного гелия в мантийных производных этого возраста (Richard et al., 1996), нами выполнено изучение изотопного состава гелия в “серых гнейсах” северо-запада Кольского полуострова. Величина отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ во флюидных включениях достигает $3 \cdot 10^6$ в плагиогнейсах и $1.4 \cdot 10^6$ в лейкогранитах, образованных при внутрикоревой дифференциации тоналитовых расплавов. Полученные значения $^4\text{He}/^3\text{He}$ значимо ниже величины этого отношения в породах коры ($2 \cdot 10^8$), и могут рассматриваться, вероятно, как свидетельство небольшого вклада ювенильного ^3He в состав захваченного флюида. Если это так, и концентрации изотопов гелия во включениях не зависели от содержания U, Th, Li - элементов, генерирующих в породе радиогенные изотопы $^4\text{He}^*$ и $^3\text{He}^*$, то следует, по-видимому, ожидать отсутствия зависимостей между редкоэлементным составом пород и величиной отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$. Этому предположению противоречат выявленные обратные корреляционные связи между редкоэлементным составом выделенных

геохимических типов “серых гнейсов” и рассматриваемой величиной отношения изотопов гелия. Особенно отчетливо эти зависимости проявлены на графиках ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} - (\text{La}/\text{Yb})_n$ и $\varepsilon\text{Nd} - {}^4\text{He}/{}^3\text{He}$, определяющих увеличение величины отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ от деплетированных относительно РЗЭ и ВЗЭ (Zr, Nb, Hf, Ta, Y, U, Th) плагиогнейсов (группа А) к этим породам, обогащенным некогерентными элементами (группы В и С). Следовательно, изотопный состав гелия во флюидных включениях также был модифицирован добавками радиогенных изотопов He, образованных в результате распада U и Th, рассеянных в кристаллических решетках породообразующих и аксессуарных минералов, и наиболее низкие значения отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в гелии, выделенном из флюидных включений в породах группы А $(3.0-1.4) \cdot 10^6$ могут рассматриваться лишь как верхний предел величины этого отношения в гелии, захваченном при кристаллизации расплавов “серых гнейсов” и лейкогранитов. Принимая величину отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в верхней мантии с возрастом 2.8 млрд. лет как $\sim 4 \cdot 10^4$ (Mamyrin, Tolstikhin, 1984), концентрации ювенильных изотопов гелия в изученных “серых гнейсах” и лейкогранитах по отношению к радиогенным изотопам этого элемента составляют не менее 1-3%, и смешивание мантийного гелия с гелием земной коры могло происходить в пропорции ~ 1 : (80-35).

Таким образом, наличие небольшого количества ювенильного гелия в изученных “серых гнейсах” является предпосылкой поисков более высоких концентраций мантийных изотопов He в породах мантийного генезиса - коматиитах и базальтах зеленокаменных структур региона. *Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, гранты 99-05-65158 и 02-05-64394.*

Литература

Richard et al. Science. 1996. V.273. P.93-95.

Икорский С.В., Каменский И.Л. 15 симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М.: 1998. С.115.

Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N. Helium isotopes in nature. 1984. Amsterdam: Elsevier Sci.Pub., 273.267p.

Н.В.Владыкин, И.А.Новикова

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

e-mail: vlad@igc.irk.ru

УНИКАЛЬНЫЕ МАССИВЫ К-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СИБИРИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Массивы К-щелочных пород Сибири протягиваются полосой по южному обрамлению Сибирской платформы от Байкала до Зап. Алдана и затем между Сев. частью Алданского щита и Сибирской платформой на юге, а так же на севере платформы в Восточном Прианбарье. Наиболее интересные массивы (с запада на восток): Бурпала, Сынныр, Сакун, Мурун, Инагли, Ингили, Билибинский, Кондер и на севере Томтор.

Для этих комплексов характерны 3 генетические особенности: 1) дифференциация от щелочно-ультраосновных пород до гранитов (с полным рядом этих пород в Мурунском и Билибинском массиве), 2) образование в процессе дифференциации интрузивных пород лампроитовой группы, 3) конечным дифференциатом во многих массивах являются карбонатиты. Кроме дифференциации для массивов очень характерны процессы магматического расслоения. Эти процессы проявлены как в силикатных магмах, так и в силикатно-карбонатных расплавах-флюидах, которые и дают начало карбонатитам. Наиболее ярко процессы расслоения проявлены в Мурунском массиве, особенно в силикатно-карбонатном остатке, от кристаллизации пород главной интрузивной фазы. Тут образуется 3 силикатных жидкости (К-Ал-калишпатовая, Na-Ca-Fe –пироксеновая и Ba-Sr-Na-K-чароитовая) и 2 карбонатных жидкостей (Са-кальцитовая и Ba-Sr-Са- бенстонитовая) и отделившийся от них рудосодержащий гидротермальный раствор.

На петрохимических диаграммах парных и тройных корреляций петрогенных и редких элементов наблюдается единый тренд составов пород для всего комплекса, что свидетельствует о гомодромности пород комплекса.

С массивами связаны месторождения хромита, апатита, К-Ал сырья – сынныритов, керамического сырья, (Nb, TR, Ba, Sr)- карбонатитов, самоцветов-чароита, Cr-диопсида, дианита и гидротермальных рудных месторождений- Pt, Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, U, Th, Nb, Ti.

Изотопные исследования пород К-щелочного комплекса (Pb, С, O, Sr-Nd) указывают на глубинный (мантийный) источник их происхождения из обогащенной мантии EM-1. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 03- 05-64146) и интеграционного проекта СО РАН № 62.

А.В.Волошин*, **Л.М.Лялина***,

Е.Э.Савченко*, **А.Н.Богданова***, **Н.О.Овчинников****

**Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,*

e-mail: vol@geoksc.apatity.ru

***Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.Петербург*

ГИДРОАСТРОФИЛЛИТ В СИЛЕКСИТАХ ЗАПАДНЫХ КЕЙВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ (ВТОРАЯ НАХОДКА В МИРЕ)

Редкий минерал группы астрофиллита - гидроастрофиллит с доминантной ролью оксония в катионной позиции обнаружен в силекситах Белых тундр и Западно-Кейвского массивов щелочных гранитов.

Гидроастрофиллит образуют плотные агрегаты (размером, как правило, не превышающим 5-8 мм) различного строения: параллельно-волокнистые, сноповидные, спутано-волокнистые, радиально-лучистые, состоящие из уплощенных тонкоигловчатых индивидов (толщина иголок 15-20 мкм). Минерал окрашен в различные оттенки коричневого цвета – от бронзо-коричневого до соломенно-желтого – с шелковистым блеском. Минерал развивается по амфиболу (в силекситах Западно-Кейвского массива), либо по амфиболу и астрофиллиту (силекситы Белых тундр), а также насыщает тончайшими волокнами зерна кварца. Для кварц-астрофиллитовых агрегатов устанавливается различное соотношение минералов. При существенной доле астрофиллита кварц приобретает светло-коричневую окраску. В некоторых случаях преобладание гидроастрофиллита над кварцем настолько велико, что создается иллюзия мономинерального агрегата гидроастрофиллита. Однако, микроскопические исследования выявляют тончайшее срастание этих двух минералов.

Рентгенометрические исследования гидроастрофиллита, проведенные порошковыми методами (дифрактометрия и фотометод), показали идентичность его данных рентгенограмме гидроастрофиллита из Китая.

На ИК-спектрах двух образцов гидроастрофиллита проявлены довольно четкие полосы поглощения, связанные с колебаниями ОН-групп и H₂O. В области спектра, связанной с колебаниями Si-O, выделяется широкая полоса с тремя ясными максимумами поглощения, диагностирующими минералы группы астрофиллита. По сравнению с собственно астрофиллитом частоты колебания этих максимумов в гидроастрофиллите несколько смещены в коротковолновую часть.

Для определения валентного состояния железа в гидроастрофиллите использовалась мессбауэровская спектроскопия. В спектрах изученных гидроастрофиллитов выделяется три (гидроастрофиллит из Западно-Кейвского массива) или четыре (гидроастрофиллит из силекситов Белых тундр) дублета квадрупольного расщепления. В структуре минералов группы астрофиллита выделяются несколько октаэдров, координированных анионами O²⁻ и (или) O²⁻ и ОН⁻, различающихся размерами и степенью искажения. Дублеты с химическим сдвигом (ХС) 0.44 - 0.47 мм/с (относительно металлического железа) и квадрупольным расщеплением (КР) 0.5 - 1.6 мм/с соотнесены нами с Fe³⁺ в октаэдрической координации. Дублет квадрупольного расщепления с ХС=1.15 мм/с и КР = 2.59 мм/с соотнесен с Fe²⁺ в октаэдрической координации. Содержание Fe²⁺ и Fe³⁺ в структуре гидроастрофиллитов определялось по

соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов и данным химического анализа. Для гидроастрофиллита из Западно-Кейвского массива $Fe^{3+}/Fe_{общ.} = 1.00$, для образца из Белых тундр, где установлено небольшое количество Fe^{2+} , $Fe^{3+}/Fe_{общ.} = 0.92$.

Химический состав гидроастрофиллита нормально рассчитывается на структурную формулу астрофиллита, принимая сумму анионов, равную 31: Западно-Кейвский массив $-(H_3O)_{1,41} K_{0,35} Ba_{0,24}]_{2,00} (Na_{0,09} Ca_{0,56})_{0,65} (Fe^{3+})_{6,09} Fe^{2+}_{0,33} Mn_{0,17} Mg_{0,02})_{6,28} Ti_{1,30} (Si_{6,31} Al_{0,53} P_{0,02})_{6,86} O_{26,30} (OH)_{4,44} F_{0,26}$; Белые тундры $-(H_3O)_{1,39} K_{0,20} Ba_{0,23} Pb_{0,18}]_{2,00} (Na_{0,08} Ca_{0,27})_{0,35} (Fe^{3+})_{4,09} Mn_{0,19} Mg_{0,18} Zn_{0,25} REE_{0,08})_{4,79} (Ti_{1,09} Nb_{0,03})_{1,12} (Si_{6,43} Al_{0,80})_{7,23} O_{21,02} (OH)_{9,81}$. В отличие от астрофиллита в гидроастрофиллите отмечаются низкие содержания щелочных металлов, в тоже время для обоих образцов последнего установлены высокие содержания бария, а для гидроастрофиллита из Белых тундр выявлены высокие содержания цинка и аномально высокие – свинца.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 02-05-65341.

А.В.Волошин, Л.М.Лялина, Е.Э.Савченко

**Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,
e-mail: vol@geoksc.apatity.ru*

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ АСТРОФИЛЛИТА В ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В настоящее время известно 70 химических анализов минералов группы астрофиллита из щелочно-гранитных формаций различных регионов России (Урал, Сибирь, Приморье) и мира (Казахстан, Киргизия, Монголия, Китай, США, Гренландия, Египет, Испания). Из них 23 анализа характеризуют рассматриваемые минералы из пород Кольской провинции щелочных гранитов. Среди входящих в состав провинции 11 массивов минералы группы астрофиллита наиболее распространены в постмагматических образованиях Западно-Кейвского массива (участки силекситов и пегматитов Урмаварака, Юмперуайв, Ровгора, Пьедестал, Вюнцпахк, р. Узкая). Также они изучены в массивах Белые тундры, Пурначский и Пачинский. В силекситах р. Узкой и пегматитах Белых тундр установлен гидроастрофиллит, ранее известный только в щелочных пегматитах Китая.

Согласно структурным исследованиям общая формула минералов группы астрофиллита – щелочных титано-, ниобо- и цирконосиликатов $-A_2BC_7D_2T_8O_{26}(OH)_4X_{0-1}$, где $A = K, Rb, Cs, Na, H_3O$ или ?; $B = Na, Ca$; $C = Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Na, Mg, Zn$; $D = Ti, Nb, Zr$; $T = Si, Al$; $X = F, OH, O$ или ?. Расчет формульных значений катионов, выполненный на 31 анион, показал дефицит элементов в позициях А, С и D практически для всех образцов астрофиллита, хотя значение этого дефицита и небольшое. Ниже рассмотрено поведение отдельных элементов в указанных структурных позициях минералов группы астрофиллита из Кольской щелочно-гранитной провинции.

В координатах $Ti/(Ti+Nb+Zr)$ и $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mn)$ минералы рассматриваемой группы характеризуются наиболее высокими значениями Ti и Fe^{2+} в октаэдрических позициях структуры и наиболее строго отвечают составу минерального вида астрофиллита. По этим же параметрам образцы с Кольского полуострова резко отличаются от минералов из других щелочных гранитов мира.

По соотношению катионов Na, K и Ca в структурных позициях А и В в кольских образцах отмечается существенно повышенное значение Ca. Позиция В по структурным данным заполняется только катионами Na и Ca, и при этом ее значение не может превышать 1. Высокие формульные значения Na и Ca в кольских образцах астрофиллита предполагают распределение Na по двум позициям А и В, в связи с чем возрастает роль Ca в позиции В вплоть до доминантной. На этом основании возможно выделение двух минеральных видов по доминантному заполнению структурных позиций А и В: K-Na и K-Ca - астрофиллита. В поле фигуративных точек K-Ca-астрофиллита располагаются образцы только из Белых тундр.

Поведение редких щелочных металлов в астрофиллитах более дифференцированно для разных полей силекситов. Содержание лития незначительно и не превышает значений, установленных для астрофиллита из других регионов России и мира. Содержание рубидия в среднем на порядок выше. Несмотря на кристаллохимическое родство Rb с K, четкой корреляции между ними не устанавливается.

Цезий обнаруживается в кольских образцах астрофиллита практически на всех участках, но наибольшие, аномальные для этого минерала значения установлены на участке Пьедестал (до 2.8 мас.% Cs_2O), который характеризуется и максимальными значениями Rb.

В куплетските – доминантно марганцевом минерале группы астрофиллита, развитом в щелочных и нефелиновых сиенитах различных районов мира, отмечаются повышенные содержания цезия, вплоть до выделения собственного минерального вида – цезийкуплетскита. Однако в астрофиллите столь высокие содержания Cs, какие обнаружены в образцах из силекситов Пьедестала, до сих пор не были известны.

Досковидные кристаллы астрофиллита из силекситов Пьедестала проявляют внутрифазовую неоднородность, обусловленную зональным распределением ряда элементов. Узкие краевые части кристаллов характеризуются пониженным, а центральные – довольно равномерным высоким содержанием цезия. Сравнение концентрационных кривых распределения элементов выявляет ясную обратную корреляцию содержаний цезия прежде всего с калием, что однозначно определяет место цезия в структурной позиции А формулы астрофиллита. Корреляция цезия с натрием практически не усматривается, но при этом проявлена обратная корреляция Cs - Ca.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 02-05-65341.

А.В.Волошин, Л.М.Лялина, Е.А.Селиванова

**Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,
e-mail: vol@geoksc.apatity.ru*

ФТОР-ГИДРОКСИД АЛЮМИНИЯ ГИББСИТОВОГО СТРУКТУРНОГО ТИПА - НОВАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ ФАЗА В АМАЗОНИТОВЫХ ПЕГМАТИТАХ

В амазонитовых пегматитах, развитых в пределах Канозерского щелочно-гранитного массива (Кольский полуостров, были выявлены небольших размеров полости, заполненные «сухарепоподобными» корочками вещества молочно-белого или желтоватого цвета.

Эти довольно многочисленные полости с корками располагаются либо внутри зерен полевого шпата (альбита), либо на границе их с другими минералами (калиевый полевой шпат, кварц). Форма полостей неправильная, но чаще близка к изометричной. Иногда наблюдается соединение нескольких полостей через узкие жилки и нитевидные трещинки в цепочки. Редко полости имеют форму узких, непротяженных щелей. Размеры полостей – 0,3-1,5 см.

Исследования неполированных образцов выявили прекрасную морфологическую индивидуальность вещества, слагающего корки в полостях. Было установлено, что корки представляют собой агрегаты различного характера вытянутых призматических или уплощенных таблитчатых кристалликов. Размеры призматических индивидов не превышают 2 мкм по ширине и 10 мкм по длине. Для таблитчатых кристаллов удалось оценить только ширину – порядка 3 мкм. Существенно преобладают индивиды призматического габитуса. Для них, как правило, характерна «конусовидная» форма – более тонкая ножка с расширением верхней части кристаллика. Иногда верхние торцевые поверхности кристаллов увенчаны «таблетками» («нашлепками») такого вещества. На кристалликах часто проявлены следы растворения в виде пережимов и изгибов. Иногда на гранях призмы проявляются «выступы», вследствие чего создается вид столбиков, сложенных из несколько различных по ширине частей. Призматические кристаллы слагают параллельные агрегаты на стенках полостей, а также выступающие от этих стенок «хребты» и, в случае полного дорастания до другой стенки, «перемычки». Наблюдались также разно ориентированные агрегаты призматических кристалликов в виде выступов над общим уровнем корки, а также в виде редкой россыпи на поверхности полевого шпата. Таблитчатая морфология индивидов выявленной фазы встречается значительно реже. Одиночные таблички с шестиугольными очертаниями или их розетковидные сростки располагаются среди агрегатов призматических индивидов.

Рентгенограмма порошка минерала идентична таковой для фторсодержащей гиббситоподобной минеральной фазе из Франкона, Канада (Jambor et al, 1990), которая является вторичным продуктом по давсониту.

Качественное определение состава выявленной фазы показало в основном присутствие только Al. Количественный микронзондовый анализ минеральной фазы дал следующий результат (масс. %): $Al_2O_3 = 58.72$, $SiO_2 = 0.79$, $FeO = 0.58$, $Y_2O_3 = 0.26$, $ZnO = 0.22$, $CaO = 0.13$, $BaO = 0.06$, $Cl = 0.03$, сумма = 60.80. Агрегатное

состояние и малое количество минеральной фазы не позволило провести количественную оценку содержания фтора. Тем не менее наиболее вероятным первичным минералом, присутствовавшим в виде включений в полевом шпате пегматитов Канозерского массива, был криолит (Na_3AlF_6), продуктом гидротермального изменения которого является фтор-гидроксидная фаза.

Вероятное присутствие криолита в щелочных гранитах и их постмагматических дериватах (амазонитовые пегматиты) Канозерского массива предполагает иную его формационную принадлежность по сравнению с массивами щелочных гранитов Кейв.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 02-05-65341.

Литература

Jambor J.L., Sabina A.P., Ramik R.A., Sturman D. // Can. Min. 1990. V.28.P.147-153.

А.Б.Вревский, В.А. Матреничев, М.С. Ружьева

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,
e-mail: vrev@AV3213.spb.edu*

ПЕТРОЛОГИЯ КОМАТИИТОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ИХ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Проведенные исследования архейских коматиитов Балтийского щита позволили установить целый ряд особенностей и закономерностей эволюции их геохимического и изотопного состава во времени, отражающий как латеральную и вертикальную неоднородность состава их мантийных источников, так и генетические особенности генерации первичных коматиитовых магм.

Наиболее высокотемпературными (1620-1720°C) и глубинными являются коматииты Кольского п-ова, менее высокотемпературными – Костомукшской структуры (1580-1650°C) и самыми низкотемпературными - коматииты Восточной и Центральной Карелии (1570-1590°C). В целом эти данные свидетельствуют о перегретости мантийного источника коматиитовых расплавов относительно температуры окружающей мантии по модели Рихтера на 250-350°C.

Изотопный состав Nd в коматиитах свидетельствует о существовании нескольких мантийных изотопных резервуаров - источников первичных коматиитовых расплавов, каждый из которых характеризуется различной степенью деплетированности и временем отделения первичных коматиитовых расплавов.

Для коматиитов из зеленокаменных поясов древней возрастной группы (3.05-2.9 млрд. лет) Центральной и Восточной Карелии установлено наиболее гетерогенный изотопный состав мантийных источников: максимально деплетированный ($\epsilon\text{NdT}\approx+4.2\pm 0.2$) источник (DM_2) коматиитовых расплавов с временем их отделения 3016 ± 64 млн. лет, характерен для Восточной Карелии и части коматиитов Центральной Карелии (Совдозерская и Койкарская структуры), а наименее деплетированный ($\epsilon\text{NdT}\sim+0.3$) – для коматиитов и высокомагнезиальных базальтов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного

пояса Центральной Карелии, отделение которых от мантийного источника произошло в 2980 ± 99 млн. лет. Кроме того, для основной массы коматиитов Центральной Карелии с изохронным Sm-Nd возрастом по породе в целом 2937 ± 56 млн. лет установлен мантийный источник EM-типа с промежуточными изотопными характеристиками ($\epsilon_{NdT} \approx +1.5 \pm 0.2$), которые, вероятно, являются результатом смешения изотопных компонент деплетированной (DM_1) и примитивной или недеплетированной (PM или UM) мантии.

Для коматиитов Кольского полуострова, Северной и частично Западной Карелии (Костомукшская структура) источником служила мантия DM_1 -типа ($\epsilon_{NdT} = +2.5 \pm 0.2$). Время отделения коматиитовых расплавов (2.8-2.9 млрд. лет) зеленокаменных поясов этих регионов от их мантийного источника DM_1 -типа в пределах ошибок является более поздним, чем для Центральной и Восточной Карелии и соответствует временному интервалу развития ЗКП второй возрастной группы.

Петролого-геохимическое моделирование процессов разноглубинного мантийного петрогенезиса ультраосновных расплавов и сравнение полученных результатов с наблюдаемыми составами архейских коматиитов Балтийского щита позволило установить крайней мере *четыре типа* мантийных источников, различающихся минералогическим составом и степенью истощенности легкими лантаноидами: 1) «нормальный», недеплетированный гранатсодержащий мантийный перидотит (UM), 2) деплетированный (DM_1) (2% предварительным плавлением) гранатсодержащий мантийный перидотит, 3) «примитивный», безгранатовый мантийный перидотит (PM) ($P=2.5-4$ ГПа) и 4) «высокодеплетированный» (DM_2) (5% предварительным плавлением), безгранатовый мантийный источник

Полученные данные свидетельствуют о необходимости привлечения для объяснения установленных особенностей состава коматиитов «плюм-тектонической» парадигмы развития литосферы гранит зеленокаменных областей Балтийского щита в позднем (3.1 – 2.6 млрд. лет) архее. Об этом, прежде всего, свидетельствуют нахождение в пределах одной зеленокаменной структуры коматиитов имеющих различный изотопно-геохимический состав мантийных источников ($[Ce/Yb]_N$ от 0.8 до 1.2 и $\epsilon_{Nd(T)}$ от +0.3 до +4.4), их полихронность (от 3.05 до 2.75 млрд. лет), разноглубинность и перегретость ($1530-1730^\circ C$).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 01-05-64909.

Ю.В.Гейко ^{*}, С.Н.Цымбал ^{**}, С.Г.Кривдик ^{**}, И.С.Металиди ^{*}

^{*}ГРГП «Львівгеологія», Київ

^{**}Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ,
e-mail: igtof@mail.kar.net

НОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Помимо ранее известных щелочных метасоматитов (фенитов) проявления Березовая Гать (Кривдик, Ткачук, 1987; 1988) и Городницкой интрузии оливиновых мельтейгит-якупирангитов (Цымбал и др., 1991; 1997) на северо-западе Украинского щита в последние годы выявлено несколько маломощных (0,5-5,0 м) даек и небольшой (180 x 250 м) массив пород щелочно-ультраосновной формации. Они расположены в восточной части Новоград-Вольнского блока второго порядка и приурочены к неоднократно активизированной зоне разломов северо-западного простирания. В этой зоне установлены также дайки диабазов, гранит-порфиров и слюдистых перидотитов верхнего протерозоя.

В дайках щелочно-ультраосновных пород имеются отчетливые зоны закалки, в пределах которых вкрапленники оливина иногда напоминают скелетные кристаллы, а порфировые выделения клинопироксена образуют кресто- и розетковидные сростки, характерные для гипабиссальных и эффузивных магматических пород. В более раскристаллизованных разновидностях пород в основной массе встречается эгириновый пироксен. Клинопироксен часто замещен амфиболом и железистым флогопитом. Наблюдается зональное строение амфибола: центральная часть его буровато-зеленая (высокотемпературная), периферическая – зеленовато-синяя (щелочная). Основная масса сложена щелочным амфиболом, альбитом, ортоклазом (редко) и мелкой слюдой, в интерстициях развит шпреуштейноподобный агрегат. Последний образует, кроме того, псевдоморфозы по нефелину. Из аксессуаров обнаружены хромшпинелиды, циркон, апатит, сфен, Mn-ильменит и др.

В дайках щелочно-ультраосновных пород изредка отмечаются мелкие ксенолиты вмещающих гранитоидов. Они, как правило, преобразованы в существенно альбитовые породы, содержащие щелочные пироксены и щелочные амфиболы. В экзоконтактах даек развиты ореолы фенитизации.

В целом щелочно-ультраосновные породы изученных тел по составу и структуре варьируют от меланефелинитов и мельтейгит-порфиров до полнокристаллических меланократовых мельтейгитов и якупирангитов. Они значительно изменены (амфиболизованы, альбитизированы) поздне- и постмагматическими процессами, однако уверенно диагностируются по порфировым структурам с сохранившимися вкрапленниками существенно диопсидового и эгирин-диопсидового пироксена, наличию щелочных амфиболов и эгирина, отчетливой экзоконтактной фенитизации вмещающих их гранитоидов, гнейсов и кристаллосланцев. Во всех разновидностях пород есть псевдоморфозы амфиболов (магнезиокуммингтонита) по оливину, содержание которого составляло изначально 10-20 %. Минералого-петрографические и петрохимические особенности этих пород позволяют заключить, что они являются производными расплавов состава оливинового меланефелинита. Для

них характерно повышенное содержание MgO (до 14 %), Sr (400-800 г/т), Ba (около 200 г/т) и низкое – Cr, Ti, Nb (10 г/т) и легких РЗЭ.

Выявленные щелочно-ультраосновные породы относятся к городницкому комплексу верхнего протерозоя (2100-2000 млн. лет). Полученные данные позволяют рассматривать северо-западную часть Украинского щита как новый ареал щелочно-ультраосновного магматизма.

В.Н.Глазнев, А.Б.Раевский

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, e-mail: raevsky@geoksc.apatity.ru

СТРОЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ ЮГО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Гравитационное моделирование является основным методом при изучении глубинного строения щелочных интрузий (Арзамасцев и др., 1996), поскольку породы, слагающие эти массивы, значительно отличаются по плотности от вмещающих пород. Помимо уже изученных массивов (Арзамасцев и др., 1998) в юго-западной части Кольского региона имеется ряд массивов, для которых пока не были предложены корректные плотностные модели, основанные на данных интерпретации гравиметрических материалов.

Исследование глубинного строения щелочных комплексов юго-запада Кольского региона, выполнено на основе трехмерного плотностного моделирования. В результате были построены плотностные модели ряда щелочно-ультраосновных интрузий, которые дополняют ранее полученные материалы обобщенной геолого-петрологической интерпретации (Арзамасцев и др., 2001). Анализ полученных моделей интрузивных тел показывает, что среди исследованных объектов присутствуют тела изометричной формы, а также вытянутые по падению аномальные объекты. Для всех проанализированных тел, основываясь на их трехмерных моделях, дана оценка их протяженности по глубине. Показано, что в изученных телах преобладающее значение имеют породы ультраосновной серии. (Грант РФФИ № 03-05-64740).

Литература

Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. // Доклады РАН, 1996, т. 348, № 3, с. 349-352.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 2, с. 211-221.

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. // Российский журнал наук о Земле. 2001, т. 3, № 1, с. 4-37.

М.З.Глуховский *, В.М.Моралев *, Т.Б.Баянова **

**Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,*

e-mail: Marat@ilran.ru

***Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, e-mail: tamara@geoksc.apatity.ru*

СТАНОВЛЕНИЕ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО СУННАГИНСКОГО ЭНДЕРБИТОВОГО КУПОЛА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ).

Эндербитовые купола являются характерными структурными элементами строения гранулитно-гнейсовой области Алданского щита (Глуховский, Моралев, 1996). Типичным представителем структур этого типа является Суннагинский купол, образованный породами инфра- и супракрустального комплексов архея. Первые слагают ядро купола, вторые – облекают его. Инфракрустальный комплекс представлен низкокалиевыми эндербитами, насыщенными включениями метабазитов. Эта ассоциация пород замещается эндербитами нормальной и повышенной щелочности (чарнокитами), вмещающими метабазиты второй генерации, которые слагают силлы среди супракрустальной гнейсовой серии в окаймлении купола, а также радиальный дайковый рой, исходящий из центра купола в виде трехлучевого пучка. Гранитоиды, и метабазиты двух разновидностей отличаются друг от друга по многим петрогеохимическим параметрам. Раннеархейский возраст пород купола, определяется фактом прорыва эндербитов супракрустальных образований аляскитовыми гранитами, возраст которых (по цирконам) на Алданском щите колеблется от 2062 \pm 54 до 1901 \pm 1 млн. лет. (Миронюк и др.,1996; Frost et al 1988; Щербак, Бибилова, 1984). Эндербиты Суннагинского купола по всем структурным признакам, минеральному составу и петрогеохимическим характеристикам полностью сопоставимы с раннеархейскими эндербитами и чарнокитами других частей Алданского щита – западной (3335 \pm 3 – верхнее и 1929 \pm 9 млн.лет -нижнее пересечение, Nutman et al 1992) и южной (3131 \pm 74 и 1935 \pm 35 млн.лет соответственно, Шемякин и др.,1998). Эти сопоставления позволяют выделить три ранних этапа тектонической эволюции купола. Начальный этап (3,6-3,5 млрд. лет)- частичного плавления первичной базитовой коры и формирования низкокалиевых эндербитов; средний этап (3,5-3,2 млрд. лет) – накопления супракрустальной серии пород и внедрения силлов и мафических даек; заключительный этап (3,2-3,1 млрд. лет) – частичного плавления эмбриональной континентальной коры и формирования эндербитов и чарнокитов второй генерации. Формирование аляскитовых гранитов относится к более поздним этапам становления континентальной коры.

С целью уточнения возраста пород Суннагинского купола было проведено U-Pb изохронное датирование цирконов из эндербитов и изучение Sm-Nd изотопной системы как в эндербитах, так и в метабазитах. Возраста цирконов: 2044 \pm 6 и 1985 \pm 2 млн.лет для эндербитов первой и 1977 \pm 36 млн. лет - второй генерации идентичен времени повторного метаморфизма для эталонных архейских эндербитов (см. выше). На гистограмме T_{DM2} для всех разновидностей магматических пород выделяется максимум: 2,8-2,6 млн. лет (40%, 28 анализов) при разбросе от 1,85 до 2,97 млн.лет. Значение $\epsilon_{Nd}(T=2,0)$ для гранитоидов колеблется от -4,1 до -1,4, что подтверждает их

происхождение за счет переработки древних коровых пород. Метабазиты первой генерации мантийного происхождения отличаются в основном положительными значениями этого показателя от 1,4 до 6,0, а отрицательные - близки к нулю: - 0,1 и 0,9. Примерно такая же картина наблюдается и для метабазитов второй генерации, которые несут следы вероятной контаминации коровым материалом: шесть анализов от -3,6 до -0,3 и три - от +0,5 до +6. Таким образом, можно заключить, что поздний этап эволюции древней континентальной коры Алданского щита относится к раннему протерозою (2,0 млрд.лет) и связан с процессами андерплейтинга и термотектогенеза. Тогда в условиях восходящего термального потока происходило наращивание нижней коры и смешение материала ее архейской составляющей с новыми мантийными расплавами. Отсюда и разброс значений Nd – модельного возраста всей гаммы разновозрастных пород купола, претерпевших метаморофизм в условиях безводного режима гранулитовой фации. Свидетелями андерплейтинга являются также раннепротерозойские массивы габброидов и аляскитовых гранитов, рассеянные по всему щиту.

Финансовая поддержка РФФИ: проекты 01-05-64268 и 01-05-64671.

Н.С. Горбачев

*Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка,
e-mail: gor@iem.ac.ru*

ТРАПЫ И РУДОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Под таким названием в 1959 году была опубликована небольшая, 69 стр., монография М.Н. Годлевского (1902-1984), в которой впервые была исследована все еще дискуссионная проблема образования суперконцентраций сульфидов и металлов в них в достаточно небольших по объему (2-5 км³) трапповых интрузивах, локализованных в пределах ограниченной территории. На основе современных геологических, геохимических и экспериментальных данных рассматривается наиболее вероятный сценарий этого процесса.

Трапповый магматизм развивался на имеющей блоковое строение части платформы с Аг-Рг фундаментом, перекрытым мощным (до 12 км) Рг-Рз осадочным чехлом, состоящим из глинистых пород, эвапоритов, карбонатных, черносланцевых и угленосных отложений, медистых песчаников. Тектоно-магматическая активизация, инициированная Сибирским суперплумом, носила циклический характер со сменой режимов растяжения, с интенсивным эффузивным вулканизмом, режимами сжатия, с его затуханием. Главные ее этапы 1) ранний (рифтогенный), 2) переходный и 3) поздний (рассеянного спрединга) отчетливо выражены в эффузивах, мощностью до 3.5 км, состоящих из 11 свит, на 90% представленных лавами. Вулканизм первых двух этапов развивался только в пределах района, третьего этапа – на всей площади трапповой провинции.

Геохимическое изучение лав и интрузивов позволило выделить два типа первичной магмы – обогащенной (ВТ) и обедненной (НТ) титаном. ВТ лавы, унаследовавшие геохимические особенности обогащенной мантии, слагают нижний ярус эффузивной толщи, сформировавшийся в ходе первого этапа. НТ лавы второго и третьего этапов слагают средний и верхний ярус эффузивной

толщи. Они имели астеносферный источник с примесью материала субконтинентальной литосферной мантии. Хотя в результате различных процессов дифференциации магмы изменяли состав, однако дифференциаты наследовали геохимические признаки первичной магмы и мантийного источника (Ti, La/Sm, Gd/Yb, Nb/La, Ti/Zr, Cu/Yb, Ni/Yb отношения и др). Рудные узлы, площадью 100-150 км² включают рудоносные интрузивы верхнее-норильского (ВН) и внедрившиеся несколько ранее безрудные интрузивы нижнее - норильского (НН) типов. Использование геохимических параметров в качестве теста комагматичности лав и интрузивов показало, что интрузивы НН типа комагматичны лавам верхней части nd свиты конца второго этапа, а рудоносные интрузивы ВН типа – НТ лавам mg-mk свит начала третьего этапа. В тоже время рудоносные ВН интрузивы обогащены магнием, хромом, сульфидами, что свидетельствует о привносе этих элементов и сульфидов.

Особый интерес для решения проблемы генезиса рудоносной магмы представляют эффузивы tk и nd свит второго этапа, слагающие средний ярус эффузивной толщи. Первые, залегающие в ее основании, распространены локально, в северной и восточной частях территории, вторые – на всей территории. Лавы tk свиты, наиболее примитивные, в геохимическом отношении, в том числе по содержанию рудных элементов, отвечают первичной магме НТ типа. Химический состав лав nd свиты (обогащение SiO₂, LREE, аномальные изотопные соотношения Nd и Sr, обеднение Fe, Cr, Mg и особенно рудными элементами) свидетельствует о глубокой дифференциации первичной магмы с участием процессов коровой контаминации, кристаллизационной дифференциации и сульфидно-силикатной ликвации. Таким образом, в течении tk времени в условиях длительного перерыва эффузивной деятельности в промежуточных магматических камерах происходило преобразование tk магмы в магму nd типа и кумулос, состоящий из оливина, хромита, сульфидной жидкости. В nd время в обстановке периодической разгрузки магматических камер и смешения магм изливались лавы nd свиты, на заключительных этапах при внедрении обогащенных кумулосным оливином остаточных порций nd магмы формировались интрузивы НН типа, и а вслед за ними, в начале третьего этапа – внедрение примитивной, обогащенной всеми фазами кумулоса – жидкими сульфидами, оливином, хромитом магмы рудоносных ВН интрузивов.

Оценены геологические и экономические ресурсы территории. Геологические ресурсы – концентрация, состав, масса выделившихся сульфидов и металлов в них рассчитаны, исходя из уравнений материального баланса, описывающих распределение рудных элементов между силикатным и сульфидным расплавами, с учетом реального их распределения в лавах tk свиты-геохимического аналога первичной магмы и nd свиты – источнике сульфидов и рудных элементов. Экономические ресурсы рассчитаны исходя из опубликованных в открытой печати данных по объемам известных в настоящее время интрузивов Норильского типа и концентрации в них сульфидов. Сравнение показывает, что экономические ресурсы составляют не более 1.5% от геологических, что позволяет надеяться на открытие новых месторождений. Исходя из выявленных закономерностей формирования рудоносной магмы с учетом геологической позиции уже известных рудных узлов выделены наиболее перспективные площади для поисковых работ. (Грант РФФИ № 03-05-64531)

А.Ф. Грачев

*Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, Москва,
e-mail: grachev@uife-ras.scgis.ru*

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЕВРОПЫ

На обширной территории Европы щелочно-базальтовый вулканизм основного состава проявился *вне всякой связи с доновейшим структурным планом*. Его характерной чертой является общность петрографического состава и присутствие ксенолитов фации шпинелевых лерцолитов. Можно выделить три геодинамических обстановки, в которых развивался этот вулканизм:

1 – область синорогенного рифтогенеза внутри Карпатской структурной петли - Паннонский бассейн, 2 – области эпигерцинской и эпимезозойской платформы, развивающиеся в условиях предрифтового режима (Чешско-Силезская дуга, Центральный Французский массив, Рейнский грабен, Центр. и Северо-Восточная Испания, Болгария), 3 – области современной субдукции литосферы (Вост. Карпаты и Юго-Восточная Испания), где в условиях разрыва погружающейся плиты возникает подъем астеносферного диапира как источника генерации расплавов щелочных базальтов.

Таким образом, с точки зрения геодинамики щелочно-базальтовый вулканизм не завершает геосиклиальный цикл развития, а является началом нового деструктивного этапа развития литосферы Европы. Вопрос о том, как пойдет в дальнейшем развитие областей предрифтового режима и произойдет ли утонение коры с генерацией низкокальциевых толеитовых базальтов (как в Эфиопском рифте и треугольнике Афар) зависит, в конечном итоге, от длительности прогрева литосферы за счет мантийных диапиров и общей кинематики движений литосферных плит. Имеющиеся изотопно-геохимические данные по рассматриваемым ареалам базальтового вулканизма Европы дают основания полагать, что плюмовую природу (т.е. связь с нижнемантийным источником) имеют только два ареала: Центр. Испания и Болгария. Основанием для такого заключения являются данные по валовому химическому составу (Fe-Ti базальты) с четко выраженным оливиновым контролем, данные по распределению редкоземельных элементов и первые результаты изотопии гелия, показавшие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ более высокие, чем для MORB. Вполне вероятно, что более детальные исследования изотопии гелия для Рейнского грабена и Чешско-Силезской дуги позволят относить их также к проявлениям плюмового (нижнемантийного) магматизма, ибо по всем другим показателям состав вулкаников этих ареалов близок вулканикам Центр. Испании и Болгарии.

Для более полного понимания геодинамической природы вулканизма в Европе необходимо привлечь данные по Северной Африке, где в те же временные отрезки на обширной территории изливались лавы близкого состава. Здесь на огромной территории от Марроко до Сирии в один тот же интервал (от 40 млн. лет до голоцена включительно) изливались Fe-Ti базальты, содержащие ксенолиты шпинелевых лерцолитов. Их изотопно-геохимические характеристики, включая первые данные по

изотопии гелия, очень близки к аналогичным базальтам Европы. В тектоническом плане излияния северо-африканских базальтов в условиях предрифтового тектонического режима. Высокий тепловой поток и существование зоны низких скоростей продольных сейсмических волн до глубины 300 км - все эти вместе взятые признаки делают весьма вероятным генетическую связь кайнозойского магматизма этого региона с единым мантийным плюмом. Единство Африканской провинции плато-базальтов с проявлениями одновременно протекавшего базальтового магматизма в Европе следует из распределения мантийных неоднородностей, показывающей, что зона, начинающаяся в Рейнском грабене через Центральный Французский массив и восточную часть Испании уходит в Северную Африку.

Такие обширные проявления вулканизма, близкого по составу и времени образования, скорее всего являются производными единого плюма, прорывающего отдельными восходящими потоками (мантийными струями) литосферу и верхнюю мантию Европы и Северной Африки.

А.Н. Донской,* Н.А. Донской *

** Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев,
e-mail: donick_gg@mail.ru*

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО И ФАНОРОЗЕЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В указанном регионе широко распространены щелочные массивы протерозойской сиенитовой и девонской нефелин-лейцитовой (щелочных габброидов) щелочных серий. Между щелочными сериями протерозоя и девона выявляются определенные черты сходства и различия вещественного состава и геологического развития слагающих их массивов. Протерозойская и девонская щелочные серии приурочены к зонам активной тектонической деятельности – обычно местам пересечения глубинных разломов. Они сопровождаются сложным набором магматических и метасоматических дифференциатов, завершающих процесс формирования определенного тектоно-магматического цикла, характеризуются широким развитием метасоматических процессов. С ними связана своеобразная редкометальная и редкоземельная минерализация с повышенным геохимическим фоном циркония, ниобия, редкоземельных элементов. Из петрогенных элементов отмечается повышенное содержание алюминия, щелочей и пониженное – кремния. Наряду с этими общими для протерозойской и девонской серий признаками выявляются и различия.

В щелочных породах сиенитовой протерозойской серии нет четкого различия между магматическими и метасоматическими породами по внешним признакам. Это, преимущественно, расслоенные комплексы, образованные наклонными или даже горизонтальными дифференцированными жильными слоями. Среди них отсутствуют эффузивные и экструзивные породы. Геохимически для них характерны следующие особенности: метасоматический процесс представлен преимущественно натриевой или натриево-калиевой ветвью, повышение содержания редких металлов (циркония, ниобия и тантала) связано с увеличением в породах количества натрия. Повышенные

содержания алюминия увязываются с повышенным количеством суммы щелочей. Основным процессом, с которым связано накопление редких металлов – альбитизация. Карбонатиты более распространены в протерозойской серии. Они сложены преимущественно кальцитом и доломитом и характеризуются повышенными содержаниями фосфора, стронция, легких лантаноидов, циркония и ниобия и пониженными – калия, титана, элементов группы железа. Содержание изотопа O^{18} колеблется в пределах 6-12, карбонатитах девонской серии оно порядка 15-19‰. (Донской, Кулиш, 1998). В щелочных комплексах девона установлены магматические и метасоматические породы, причем, если магматические породы распространены только в тектонических узлах пересечения глубинных разломов, то метасоматические на всем протяжении распространения пород девонского тектономагматического цикла. Магматические породы подразделяются на две ветви – нефелиновую и лейцитовую. В зоне сочленения ДДВ с приазовской частью Украинского щита они разделены в пространстве и, возможно, во времени, а в районе Припятской впадины и Белоцерковского выступа отмечаются постепенные переходы между лейцитовыми и нефелиновыми породами. С магматическими массивами связаны обширные поля распространения эффузивов, причем, наблюдается переход между малинитами и их лавобрекчиями. С лейцитовыми породами увязываются экструзивные образования типа лампроитов. Вокруг магматических образований щелочного состава развиты обширные поля фенитов. Среди метасоматитов преобладают продукты калиевого метасоматоза – ортоклазиты. Если в комплексах пород протерозойской сиенитовой серии основными носителями редких металлов являются альбититы, то в подкоровых – ортоклазиты.

Карбонатиты пользуются меньшим распространением – они сложены наряду с кальцием и доломитом также анкеритом и сидеритом. Степень замещения вмещающих пород меньше. Для них характерны повышенные содержания бария, фтора, тяжелых редкоземельных элементов.

В целом, породы девонской щелочной серии по сравнению с протерозойской характеризуются повышенным содержанием калия, титана, фтора, бария, железа. В метасоматитах наряду с ниобием отмечается накопление бериллия (Донской, Загнитко, 2002).

Геохимическое своеобразие щелочного процесса часто обусловлено не только различием физико-химических условий формирования пород, но и геохимической специализацией исходных магм, то есть основные отличия неразрывно связаны с глубинными процессами, приводящими к формированию магм и флюидов различной щелочности.

Литература

Донской Н.А., Загнитко В.Н. // Сб. науч. тр. Аспекты геологии металлических и неметаллических полезных ископаемых. – Киев, 2002. 1, С.95-115.

Донской А.Н., Кулиш Е.А. // Сб. науч. тр. Аспекты минералогии Украины. – Киев, 1998. – С. 84-109

А.В.Дубина

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев,
e-mail: igmof@mail.kar.net*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ АНТОНОВСКОГО МАССИВА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Украинский щит - одна из наиболее богатых провинций докембрийского щелочного магматизма. Здесь известно более 40 массивов и проявлений щелочных пород протерозойского возраста (1.7-2.1 млрд.л). Антоновский массив относится к одному из них.

Антоновский массив расположен в Приднестровском тектоническом блоке Украинского щита среди гиперстен-гранатовых гранитоидов (виннициты). Возраст Антоновского массива, определенный по циркону из сиенитов, составляет около 1940 млн.л.

По данным бурения последних лет уточнены размеры и форма массива. Он имеет вытянутую, приближающуюся к грушеподобной форму, длиной 5,5 км и шириной 3 км. В массиве присутствуют такие комплексы щелочных и субщелочных пород, в целом характерных для щелочно-ультраосновной формации: 1) олигоклаз-баркевикит-салитовые габброиды (безнефелиновые эссекситы) и их нефелиновые разновидности (эссекситы); 2) щелочные пироксениты и якупирангиты; 3) ийолит-мельтейгиты и связанные с ними малиньиты, полевошпатовые ийолиты и ювиты; 4) нефелиновые и щелочные сиениты. Вмещающие гранитоиды интенсивно фенитизированы. Эссекситы являются наиболее необычными для щелочно-ультраосновной формации среди выделенных выше пород. Изредка в этих породах появляется нефелин, т.е. они приобретают состав типичных эссекситов. Эссекситы встречаются довольно редко в массивах щелочно-ультраосновной формации, они известны в карбонатитовом комплексе Кайзерштуль и отмечались в Гулинском массиве. При этом эссекситы и пироксениты из щелочно-ультраосновных комплексов отличаются от типичных габброидов и пироксенитов нормального ряда.

Следует отметить два таких важных аспекта, как распределение фосфора и редких элементов в ранних и поздних дифференциаторах, а также степень фракционирования последних. В Антоновском массиве нет выраженного эффекта кристаллизационного фракционирования (одинаковые или близкие значения железистости темноцветных минералов в меланократовых ультраосновных и лейкократовых щелочных породах). Апатит является сквозным минералом всех пород массива. Значение $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0,703) в апатитах из мельтейгита и ийолита указывает на глубинное происхождение этих пород.

Несколько необычным для пород щелочно-ультраосновной формации является довольно низкое содержание ниобия и циркония, а также титана при повышенном содержании Sr и Ba, TR. Ранее было высказано предположение о возможности экстрагирования редких элементов карбонатитовыми ликватами. Предполагалось наличие в этом массиве нескрытых тел карбонатитов. В настоящее время привлекается другая гипотеза, объясняющая аномально низкие значения ниобия и титана. Известно, что однотипные магматические породы, которые формируются в разных геодинамических обстановках, характеризуются различными концентрациями элементов-примесей. Так, толеиты и субщелочные базальты в областях растяжения имеют более высокие содержания титана, ниобия, тантала и гафния, чем одноименные породы в областях сжатия (зоны субдукции, островные дуги, активные континентальные окраины). Аналогичные

геохимические закономерности характерны также для лампроитов и калиевых щелочных пород.

Поэтому, можно предположить, что низкий уровень концентрации ниобия и титана в щелочных породах указывает на возможность формирования Антоновского массива в обстановке тектонического сжатия.

Следует отметить, что Антоновский массив не единственный в данном районе. Очень сходным по набору пород и геохимическим особенностям является Проскуровский массив.

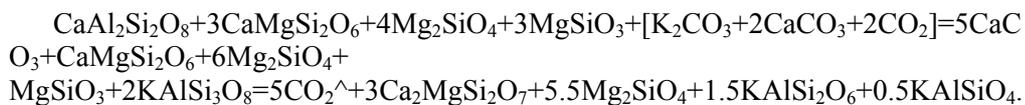
М.И.Дубровский

Геологический институт КНЦ РАН, Анатумы, e-mail: dubr@geoksc.apatity.ru

РОЛЬ CO₂ В ГЕНЕРАЦИИ КАРБОНАТНО-АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

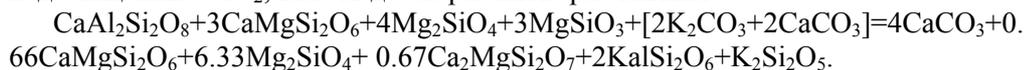
Анализ экспериментальных данных и существующих гипотез по рассматриваемой проблеме позволяет заключить, что из перидотитового (лерцолитового, гарцбургитового, пиролитового) мантийного субстрата без метасоматической подготовки невозможно выплавить "щелочные" (недосыщенные SiO₂) магмы. Решение проблемы усложняется несоответствием состава мантийного субстрата и так называемых щелочных магм, местом генерации которых считается мантия. Сравнение химических составов не щелочных пород со "щелочными" позволяет исследователям предполагать, что перед выплавлением их магм происходил привнос K, Na, Ca, CO₂, Ti, редких и редкоземельных элементов в виде водно-карбонатных растворов-расплавов. Эта мысль была подтверждена экспериментами (Зырянов, Волчкова, 1986; Рябчиков и др., 1993; Dalton and Presnall, 1998), в которых были получены карбонатно-алюмосиликатные расплавы, соответствующие примитивным кимберлитовым, орендитовым и лампроитовым. Но ни один эксперимент не доказал возможность выплавления из мантии (примитивной или метасоматически измененной) высококальциевых акерманитнормативных магм и до сих пор геологической науке неизвестен механизм их генерации.

Нами разработана модель генерации карбонатно-алюмосиликатных магм в мантии и формирования из них пород в приповерхностных условиях. Согласно модели из перидотитового мантийного субстрата, в различной степени измененного карбонатным метасоматозом, на соответствующих уровнях глубинности могут выплавляться карбонатно-пикритоидные, карбонатно-пикробазальтоидные и карбонатно-базальтоидные магмы. При перемещении их к поверхности Земли, в результате декомпрессии, может произойти ликвация на карбонатный и алюмосиликатный расплавы, либо - диссоциация карбонатов. В зависимости от свойств вмещающих пород происходит в различной степени потеря CO₂, что и приводит к многообразию состава получаемых вторичных магм, в том числе и высококальциевых. Различные условия кристаллизации этих магм дают еще большее разнообразие пород. Суть модели показана на одном варианте изменения составов мантийного субстрата при добавлении карбонатов и CO₂, а также - первичного расплава при потере CO₂:

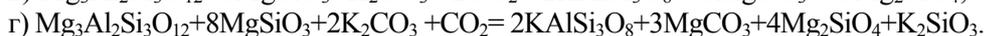
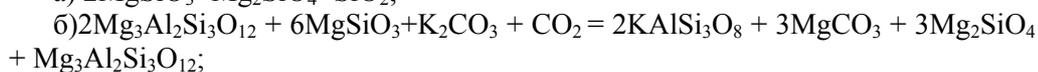
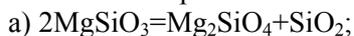


На оставшийся после удаления CO_2 кальций системе приходится тратить кремнезем, что и приводит к снижению его степени насыщенности.

При добавлении в субстрат карбонатов щелочей с карбонатом кальция, но без CO_2 , могут образоваться высокощелочные первичные магмы, сильно недосыщенные SiO_2 , вплоть до акерманитнормативных:



Степень переработки (или метасоматической подготовки) мантийных субстратов может быть самой разнообразной, приводящей к появлению магм различной степени насыщенности кремнеземом и глиноземом. Но тем не менее эти изменения ограничиваются буферными реакциями:



Реакция (а) регулирует степень насыщенности кремнеземом, а остальные реакции - степень насыщенности глиноземом. При достижении равновесия между субстратом и привнесенными компонентами, из-за вовлечения в буферные реакции дополнительного количества веществ исходного субстрата, групповая и рядная принадлежность измененного субстрата должна оставаться такой же, какой она была у исходного субстрата. Если же скорость метасоматического изменения субстрата будет больше скорости прохождения буферных реакций, то возможно образование вещественных неоднородностей, отличающихся групповой и рядной принадлежностью от исходного субстрата, вплоть до щелочных и сильно недосыщенных кремнеземом (до акерманитнормативных) составов. Предполагается, что вероятность реализации первого варианта должна быть больше чем второго, поскольку любая система стремится к равновесию. Потеря же CO_2 первичной магмой всегда уменьшает степень насыщенности SiO_2 вторичной магмы.

В.Н.Загнитко, С.Г.Кривдик

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев,
e-mail: igmof@mail.kar.net*

ИЗОТОПНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЩЕЛОЧНОГО И КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Не ослабевающий интерес к изучению щелочных и карбонатитовых комплексов во всем мире объясняется важнейшей ролью этих образований в геологической истории Земли и их повсеместной обогащенностью ценными полезными ископаемыми.

На территории Украины щелочные, субщелочные породы и карбонатиты проявлены в широком временном диапазоне - 2100-350 млн.л..

Древнейшие из них - Черниговский и Проскуровский щелочные массивы (в восточной и западной частях Украинского щита соответственно, возраст около 2100 млн. лет.) представлены типичными щелочными сериями от ультраосновных до сиенитовых разновидностей. Однако если в первом широко развиты карбонатиты, то в другом встречены только отдельные карбонатные тела мощностью до 0,5м, обогащенные апатитом.

Изотопные и другие геохимические характеристики для карбонатитов и щелочных пород Черниговского комплекса неоднократно приводились в литературе, их можно принимать за эталонные для подобных пород с мантийным источником вещества. Изотопные отношения стронция в апатитах и карбонатах из щелочных пород натриевой серии и связанных с ними карбонатитов образуют традиционный диапазон значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - от 0.7013 до 0.7029). Изотопный состав неодима в карбонатитах также свидетельствует о мантийном источнике вещества в них, что подтверждается и другими изотопными данными ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, $\delta^{18}\text{O}$ в силикатах и окислах, $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах и др.). Время деплетации мантии определенное модельным Sm/Nd методом, древнее возраста внедрения карбонатитов, полученного U-Pb методом по циркону, на 200-300 млн. лет.

Щелочные породы и карбонатные проявления Проскуровского массива (западная часть УЩ) имеют другие изотопно-геохимические характеристики, резко отличные от выше приведенных. В частности, они имеют несколько более высокие значения δO в силикатах, карбонатные минералы из апатит-карбонатных жил также характеризуются повышенными значениями δO и δC (до 16,8 и +0,3‰ соответственно). Кроме того, эти породы на порядок и более обеднены Nb, Zr, Ti.

Для объяснения таких различий мы предлагаем следующие петрологические модели:

1. Карбонатиты Черниговской зоны образовались из мантийного вещества. При этом образование протокарбонатитового вещества началось, судя по Sm-Nd модельным датировкам, около 2400 млн. лет тому назад. Внедрение в кору произошло около 2100 млн. лет назад (U-Pb датирование по циркону).

Щелочные породы Проскуровского массива были образованы, по-видимому, в результате вовлечения фрагментов северо-восточного блока УЩ под Днестровско-Бугский. Помимо геохимических фактов такая модель имеет много

других подтверждений ("сдвоенная" кора в Днестровско-Бугском районе, особенности гранитоидного магматизма и др.).

Таким образом мы предполагаем, что обогащенные Ti и Nb щелочные породы УЩ формировались в условиях внутриплитного рифтогенеза, тогда как бедные этими элементами однотипные породы приурочены к зонам сжатия (субдукционным или постколизийным). В частности, щелочные породы западной части УЩ пространственно тяготеют к Подольскому сдвигу. Определенная связь с субдукционными явлениями прослеживается и по породам Мало-Терсянского щелочного массива, расположенного в Орехово-Павлоградской разломной зоне.

Весьма неопределенным в петрологическом аспекте оказались щелочные и субщелочные породы, генетически связанные с анортозит-рапакивигранитными плутонами. Предварительные данные позволяют предполагать, что они занимают как бы промежуточное положение между "рифтогенными" и "субдукционными" образованиями.

Карбонатиты, приуроченные к щелочным породам калиевой специализации возрастом 1800 ± 20 млн.лет, несмотря на преобладающие "мантийные" изотопные метки, были образованы в результате сложных взаимодействий разнофазных щелочных интрузий, не исключая регенерации и повторного внедрения карбонатитового вещества.

А.Н.Зайцев*, Й.Келлер ****

** Санкт-Петербургский государственный университет,
e-mail: anatoly@az1562.spb.edu*

*** Институт минералогии, петрологии и геохимии,
Фрайбургский университет, Германия*

КАЛЬЦИТОВЫЕ КАРБОНАТИТОВЫЕ ДАЙКИ ВУЛКАНА ОЛДОИНЬО ЛЕНГАИ, ТАНЗАНИЯ

Щелочной нефелинит-фонолитовый вулкан Олдоиньо Ленгаи, Танзания, расположенный в пределах Восточно-Африканского рифта, всемирно известен как единственный современный вулкан из которого изливаются карбонатитовые лавы. По своему химическому составу эти лавы не имеют себе подобных – они содержат до 40 мас.% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и до 10 мас.% F+Cl. Главными минералами породы являются щелочные карбонаты ньеререйт и грегориит, второстепенные и акцессорные минералы включают галит, сильвин, флюорит и апатит.

В 2000-2001 гг. в пределах южного, неактивного кратера Олдоиньо Ленгаи было открыто два тела карбонатитовых даек. По своему минеральному и химическому составу они являются типичными кальцитовыми карбонатитами. В образце это рыхлая пористая мелкозернистая порода с микропорфиритовой структурой. Основным минералом является кальцит (до 3.5 мас.% SrO и до 2.2 мас.% BaO), который образует микрофенокристаллы. Основная масса даек сложена флюоритом (2.1-3.9 мас.% Sr), марганцевым магнетитом (до 10.2 мас.% MnO), редкоземельным фторapatитом (до 20.6 мас.% REE_2O_3 и 9.9 мас.% SiO_2) и Mn-Ba оксидом/гидроксидом.

По химическому составу дайки это «кальциокарбонатиты» с высоким содержанием Sr, Ba и F. Содержание щелочных элементов, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$,

составляет менее 2 мас.% их оксидов. По сравнению с натрокарбонатитовыми лавами карбонатитовые дайки обогащены REE, Y, Nb, Pb и Th, и характеризуются низкими концентрациями Cl и S.

Результаты петрографического, электронно-микроскопического и катодолюминесцентного исследования образцов карбонатитовых даек позволяют рассматривать эти породы как образовавшиеся при низкотемпературном преобразовании «первичных натрокарбонатитов». Изотопный состав углерода и кислорода кальцита ($\delta^{13}\text{C} = -1.95\%$ PDB и $\delta^{18}\text{O} = +24.12\%$ SMOW) подтверждает это заключение.

В.А.Зайцев, В.Г.Сенин, Л.Н.Когарко

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: alkaline@geokhi.ru

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ЛАМПРОФИЛЛИТА В РАЗРЕЗЕ ЗАЛЕЖИ ПРОФИРОВИДНЫХ ЛУЯВРИТОВ Г. ПАРГУАЙВ (ЛОВОЗЕРСКИЙ МАССИВ)

Залежь горы Паргуайв – самое крупное тело порфиоровидных луювритов, известное в Ловозерском массиве. Она имеет пластообразную форму. Мощность тела достигает 200 а продольный размер превышает 5 км (по результатам картирования И.В. Буссен).

Залежь сложена чередующимися порфиоровидными луювритами двух типов. В породах первого типа мурманит отсутствует, а лампрофиллит выделяется в виде призматических кристаллов длиной до 1, реже 1.5 см при ширине 1-2 мм. В породах второго кристаллы лампрофиллита собраны в радиальные сростки размером до 0.5-1 см, мурманит присутствует в виде пойкилокристаллов неправильной формы.

Химический состав лампрофиллита изучался на микроанализаторе САМЕВАХ при 15 kV b 20 nA. Формулы рассчитывались на 4 ф.е. Si.

Средний состав лампрофиллита из пород первого типа $(\text{Sr}_{1.11}\text{Ba}_{0.04}\text{K}_{0.07}\text{Na}_{0.78})\text{Na}_{1.99}\text{Fe}_{0.29}\text{Mn}_{0.33}\text{Mg}_{0.11}\text{Ca}_{0.07}\text{Ti}_{2.66}\text{Nb}_{0.02}\text{Al}_{0.03}\dots\text{F}_{0.15}$, и из пород второго типа $(\text{Sr}_{1.17}\text{Ba}_{0.04}\text{K}_{0.07}\text{Na}_{0.70})\text{Na}_{2.24}\text{Fe}_{0.23}\text{Mn}_{0.36}\text{Mg}_{0.08}\text{Ca}_{0.05}\text{Ti}_{2.64}\text{Nb}_{0.02}\text{Al}_{0.02}\dots\text{F}_{0.21}$. Эти формулы близки между собой. Еще более эта близость видна при анализе изменения химического состава в вертикальном разрезе. Рассмотрение графиков изменения состава лампрофиллитов двух типов показывает существование общего тренда их эволюции. Видимые различия в формулах связаны с неравномерностью опробования разных типов пород.

Вверх по разрезу в лампрофиллите заметно увеличивается содержание в октаэдрической позиции Na (с 1.8 до 2.5 ф.е.). В меньшей мере увеличивается содержание Mn. Это компенсируется уменьшением содержаний Fe и Mg.

Таким образом, эволюция состава лампрофиллита в порфиоровидных луювритах имеет особенности, характерные для темноцветных минералов (в частности уменьшение содержания Mg и рост- Mn). Это показывает, что эволюция состава лампрофиллита может быть объяснена процессом кристаллизационной дифференциации, с кумуляцией кристаллов на дне камеры.

Состав лампрофиллита обоих типов пород соответствует составу основной части стронциевых лампрофиллитов из эвдиалитового комплекса массива

(Зайцев и др., 2002), однако направление эволюции их состава заметно различается. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 03-05-06264-мас и 02-05-64122-а

Литература

Зайцев В.А. Сенин В.Г. Когарко Л.Н. // Материалы годичной сессии школы “Щелочной магматизм Земли” и Всероссийского семинара с участием стран СНГ “Геохимия магматических пород” 2002, Москва, с.42-43

Г.П.Зарайский *, **А.Соболева ****, **Я.О.Алферьева****

* *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, e-mail: zaraisky@iem.ac.ru*

** *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: alferievayana@mail.ru*

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЧАРОИТИЗАЦИИ ПОРОД ЭКЗОКОНТАКТА МУРУНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Единственное в мире месторождение чароита Сиреневый камень находится в Восточной Сибири в северо-западной части Алданского щита. Пространственно и генетически оно связано с глубокодифференцированным ультращелочным и ультракалиевым Маломурунским расслоенным массивом. Тела чароитовых пород имеют жильную, пластовую и неправильную форму. Они залегают в различных породах, имеют с ними резкие границы и, как правило, характеризуются тонкими флюидалными текстурами течения. Кроме чароита, в телах чароитовых пород постоянно присутствуют калиевый полевой шпат, эгирин, кварц, в меньших количествах К-арфведсонит, пектолит, канасит, тинаксит, стронцианит, кальцит и некоторые другие минералы (Владыкин и др., 1983). О генезисе чароита существуют две противоположные точки зрения. Первооткрыватели месторождения и часть других исследователей считают его метасоматическим (Рогова, 1980; Булах, 1984). Сторонники магматического происхождения чароита, расходясь в деталях, предполагают кристаллизацию чароита из флюидизированного остаточного щелочно-силикатно-карбонатного магматического расплава, претерпевавшего расслоение и внедрявшегося в трещины и зоны брекчирования пород южного обрамления Маломурунского массива (Владыкин и др., 1983).

→	1	2	3	4
Kfs	Aeg + Kfs (+ стекло)	Char + Aeg + Kfs (+ стекло)	Щелочно- силикатное стекло	
0	0,2	0,5	1,5	25 мм

Основной задачей наших экспериментов была проверка возможности образования чароита метасоматическим путем в результате воздействия щелочных калиевых растворов на породы контакта Маломурунского массива: кварцитовидные песчаники, доломиты, кальцит-рихтеритовые породы и эгирин-калишпатовые фениты. Эксперименты проводили при температуре 550°C,

давлении 1000 бар и длительности 378 часов. Измельченные исходные породы плотно набивали в открытые платиновые ампулы, которые помещали в герметичные автоклавные вкладыши, футерованные золотом. Во вкладыш заливали раствор 0,2 м K_2CO_3 , к которому добавляли твердые вещества в виде шихты. Исходя из состава чароита и вероятного состава водного флюида, отделявшегося от щелочного силикатно-карбонатного расплава, в шихту вводили NaF , $CaCO_3$, $BaCO_3$, $SrCO_3$, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , $KMnO_4$. Диффузионное взаимодействие породы в ампуле с раствором приводило к ее метасоматическому преобразованию. Из полученных метасоматических колонок изготавливали полированные шлифы для изучения на микросонде «Camebax» с Si-Li системы Link AN/55s.

На схеме показано строение экспериментальной метасоматической колонки, образованной по кварцитовидному песчанику. Полученный в зоне 3 чароитоподобный минерал образует агрегаты бесцветных субпараллельных игольчатых и волокнистых кристаллов с положительным удлинением и показателями преломления, характерными для чароита: $n_g=1,560$, $n_p=1,550$. По химическому составу минерал отличается от чароита несколько более высоким содержанием Na и более низким Ca. Но в целом состав близок к принятой формуле чароита: $(Ca, K, Na, Sr, Ba)_3 [Si_4O_{10}] (OH, F) H_2O$. Как и в природе чароит (?) был получен в парагенезисе с эгирином и калиевым полевым шпатом. Присутствие в колонке стекла свидетельствует о плавлении кварцитовидного песчаника при $T = 550^\circ C$ в результате воздействия на него щелочного раствора. Это неожиданное явление сближает обе существующие, казалось бы, противоположные гипотезы - гидротермально-метасоматическую и магматическую. Интерстиционное стекло в зонах 2 и 3 по составу близко к чароиту. Присутствие расплава в зонах колонки позволяет предполагать возможность внедрения подвижной массы из расплава и кристаллов чароита, калишпата и эгирина в трещины с образованием жильных тел среди любых вмещающих пород. Нам не удалось получить чароитсодержащие парагенезисы по доломитам, кальцит-рихтеритовым породам и фенитам, как это предполагалось некоторыми исследователями.

Литература

- Булах А.Г. // Записки ВМО. 1984. Ч. 113. Вып. 2. С. 226-229.
Владыкин Н.В., Матвеева Л.Н., Богачева И.Г. Алексеев Ю.А. // В кн.: Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск: СО Наука, 1983. С. 41-56.
Рогова В.П. // В кн.: Самоцветы. Матер. XI съезда ММА. Л.: Наука, 1980. С. 79-86.

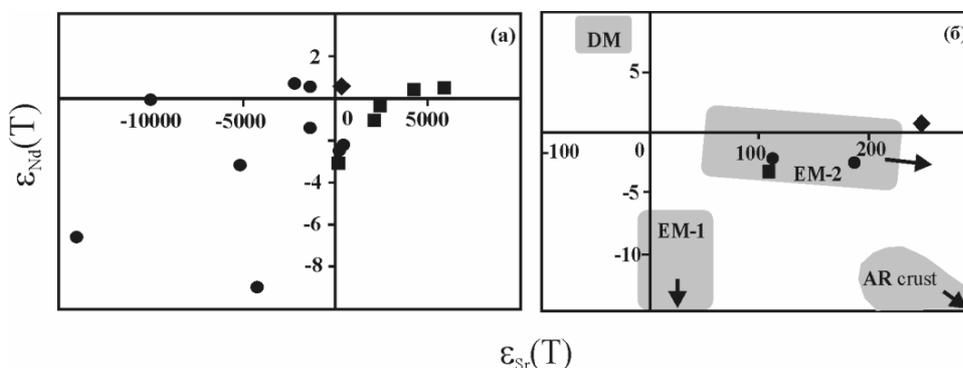
Д.Р.Зозуля, Т.Б.Баянова

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты,
e-mail: zozulya@geoksc.apatity.ru

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА АРХЕЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КЕЙВСКОГО ТЕРРЕЙНА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Щелочные породы являются хорошим инструментом для определения геодинамических обстановок и первоначального источника магм. Тем более, особое значение они имеют для ранних этапов развития Земли, когда первичное геологическое положение часто скрыто многочисленными поздними наложенными процессами. Наиболее древние щелочные породы имеют возраст около 2.7 млрд лет. Геодинамическая обстановка образования архейских щелочных пород интерпретируется как субдукционная, а их источником является деплетированная мантия (Blichert-Toft et al., 1996).

В последние годы получены новые геохимические и геохронологические данные для щелочных пород Кейвского террейна северо-восточной части Балтийского щита. Щелочной комплекс Кейвского террейна, Кольский полуостров, состоит из шести крупных (общая площадь на поверхности около 2500 км²) массивов щелочных гранитов и граносиенитов и нескольких дифференцированных массивов щелочных недосыщенных пород. Форма интрузий пластовая, средней мощностью 500-700 м. Нами были получены U-Pb геохронологические данные по возрасту образования щелочногранитных массивов Кейвского террейна – Западно-Кейвский (2674±6 млн лет), Белогундровский (2654±5 млн. лет). Нефелиновые сиениты массива Сахарйок имеют U-Pb возраст 2613±35 млн. лет, щелочные сиениты - 2682±10 млн. лет. Распределение РЗЭ в щелочных гранитах имеет пологий характер с хорошо выраженным Eu-минимумом при общем 100-1000-кратном увеличении содержания, что говорит об интенсивной фракционной кристаллизации первоначальных магм с преимущественным и значительным фракционированием плагиоклаза. Распределение РЗЭ в нефелиновых сиенитах имеет более крутой наклон и выраженный Eu-минимум, что свидетельствует о большой роли процессов фракционной кристаллизации в их происхождении и о некоторой обогащенности мантийного источника.



Изотопные составы щелочных гранитов (кружки) и нефелиновых сиенитов (квадраты) Кейвского щелочного комплекса на диаграмме ϵ_{Sr} - ϵ_{Nd} .

В отличие от других архейских щелочногранитных и щелочных пород исследуемые породы обладают высокими содержаниями HFS и некоторыми LIL элементами, пониженными индикаторными отношениями Y/Nb и Yb/Ta, что характерно для производных обогащенной мантии. По геохимическим данным нефелиновые сиениты массива Сахарйок соответствуют дифференциатам OIB-магм, а щелочные граниты являются аналогами A-гранитов и образовались в обстановках растяжения.

По данным изучения Sm-Nd изотопной системы получена высокая степень дисперсии $\varepsilon_{Nd}(T)$ (от +0.6 to -9.0) для Кейвских щелочных пород (рис.), что находится в соответствии с высокой степенью метаморфической переработки большинства их разновидностей (все образцы имеют изохронную зависимость с возрастом 1940 млн лет). Отмечается также нарушение Rb-Sr системы для щелочных гранитов ($\varepsilon_{Sr}(T)$ варьирует от -10000 до +100, изохронный возраст 1980 млн лет). Для щелочных недосыщенных пород вариации $\varepsilon_{Sr}(T)$ (от +100 до +5000) объясняются длительной магматической дифференциацией. Однако, следует отметить, что наименее метаморфизованные и дифференцированные разновидности пород (щелочной граносиенит, щелочное габбро) располагаются на диаграмме $\varepsilon_{Sr}-\varepsilon_{Nd}$ в поле EM2 резервуара. Работы проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 00-05-72032, 01-05-64671.

Литература

Blichert-Toft J., Arndt N.T., Ludden J.N. Precambrian alkaline magmatism. Lithos, 1996, v.37, 97-111.

В.В.Золотухин

Институт геологии СО РАН, г.Новосибирск, e-mail: ofiolit@uiggm.nsc.ru

О ВАЖНЫХ РУДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ ДЛЯ ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Сульфидное Pt-Cu-Ni оруденение связано в СЗ части Сибирской платформы с расслоенными гипербазит-базитовыми интрузивами нижнетриасового возраста, которые представлены пологосекущими протяженными лентовидными телами с мощностью обычно менее 200 м. Сложены они “расслоенной серией” пород (снизу вверх) от пикритовых габбро-долеритов (г-д) через оливиновые г-д к безоливиновым г-д и габбро-диоритам. Рудоносные интрузивы обязательно содержат в своем составе горизонты пегматоидных пород (нижних и часто верхних) – такситовых г-д и габбро, располагающихся между “расслоенной серией” и контактовыми г-д. Оруденение представлено вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными рудами. Первые располагаются в горизонтах пикритовых и такситовых пород, вторые и третьи чаще в ближнем экзоконтакте в окружении мощного “чехла” метасоматических пород (Золотухин и др., 1975). Все типы норильских руд сопровождаются заведомо метасоматическими нерудными образованиями. Во вкрапленных “сингенетических” рудах – это реакционные минералы (Годлевский, 1959), в прожилково-вкрапленных и брекчиевых рудах экзоконтакта обнаруживается

– инфильтрационная микрозональность. В массивных сульфидных рудах пирротинового состава по лоскутовидным включениям восстанавливается метасоматическая зональность (Золотухин, 1973). Здесь обнаружены и изучены парагенезисы с высокой железистостью фемических минералов (Золотухин, 1976). Они фиксируют стадию максимального привноса железа, когда и происходит образование массивных руд. Закономерности, следующие из ряда построенных мультисистем, указывают на особенности самого рудного процесса как “рудной стадии” в пределах общего постмагматического процесса (Золотухин и др., 1975). Руды норильского типа образуются в широком диапазоне температур (Золотухин, 1979) ниже условий заведомо первично-магматических для них (Конников, 1997). Возникают они в конце формирования расслоенных интрузивов с появлением в них эндоконтактных горизонтов базитовых пегматоидов, по которым проходили потоки глубинных флюидов, несущих серу и медь и взаимодействующих как с породами материнского интрузива, так и с породами ближнего экзоконтакта. Бедная и богатая вкрапленность, прожилково-вкрапленное оруденение и массивные руды – это результат различных стадий сульфуризационно-метасоматического процесса, зависящего от продолжительности прохождения флюидов (Золотухин, 1997).

В условиях внутрикамерной дифференциации основную роль в качестве источника никеля для руд, очевидно, играет пикритовый горизонт, обогащенный магнезиальным оливином, содержащим заметные количества силикатного никеля (Золотухин, 1965; Рябов, 1991). Перенос рудного вещества осуществляется сначала магмой, затем флюидом в составе комплексных соединений (Золотухин, 1974), причем часть этого вещества (Ni, Co, Fe, платиноиды) экстрагируется из самих пород, а часть (например, медь) – из остаточных растворов. Осаждение их (многократное) происходит в местах с резким изменением физико-химических условий (P, T, pH и т.д.), вызвавшим распад комплексов. Источники серы смешанные (Гриненко, 1985) – ювенильные (с метеоритным соотношением изотопов) и экзогенные (при смешении флюидов с вадозовыми водами). В резко восстановительной обстановке струи флюида будут извлекать серу не только из расплава, но частично и из боковых пород. Выясняется большая роль механизма формирования самого интрузива для возникновения сульфидного оруденения, что и объясняет его отсутствие в других подобных же интрузивах, но не имеющих основных пегматоидов. Очень показательным, что на специальной диаграмме (см. Щербаков и др., 1980), связывающей отношение концентраций тех или иных пар элементов (к) в породах или рудах с соотношением соответствующих пар в метеоритном веществе (ок) выявляется ряд важных обстоятельств, связанных с генезисом норильских руд (Золотухин, 1983). На примере хорошо изученного месторождения Норильск I на фоне отношения Cu : Ni в эталонах (соответственно: каменные метеориты, ультрабазиты, основные, средние и кислые породы (см. Виноградов, 1962) наблюдается распределение практически всех типов оруденелых норильских пород и руд в интервале, свойственном диоритам и гранитам. Подобные соотношения не согласуются с представлениями о раннем ликвационном генезисе норильского Cu-Ni оруденения, а явно свидетельствуют в пользу позднего наложенного их характера. Подчеркнем, что в тоже время сульфиды в коматиттах близки по отношению Cu:Ni к основным породам (Naldrett, Cabbri, 1976). Как показано выше, генезис руд норильского типа в гораздо большей мере соответствует сульфуризационно-метасоматическому, а не ликвационному. (В рамках гранта РФФИ № 02-05-64618).

Литература

- Золотухин В.В. и др. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Н, Наука, 1975, 436 с.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959, 68с.
- Золотухин В.В. ДАН, 1973, т.211, №3, с.678-681.
- Золотухин В.В.//Матер. по генетич. и экспер.минер., 1976, т.9, с.93-112.
- Золотухин В.В. //Осн.парам.прир.проц. рудообразования, 1979, Н-ск, Наука, с.138-148.
- Конников Э.Г. Геол.рудн.местор., 1997, т.39, №6, с.545-550. Золотухин В.В. ДАН, 1965, т.162, №6, с.1390-1393.
- Золотухин В.В. Базитовые пегматоиды норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса оруденения норильского типа, 1997, Н-ск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 90с.
- Рябов В.В. Геол. и геоф., 1991, №7, с.83-92.
- Золотухин В.В. Геол. и геоф., 1974, №12, с.13-24.
- Золотухин В.В. //Генетич. модели эндоген. рудн. формаций, 1983, Н-ск, Наука, т.1, с.55-63.
- Гриненко Л.Н. Геол. рудн. местор., 1985, №1, с.3-15.
- Щербаков Ю.Г. и др. Геохимия, 1980, №11, с.1662-1674.
- Naldrett A.J., Cabbri L.J. Econ. Geol., 1976, v.71, p.1131-1158.
- Виноградов А.П. Геохимия, 1962, №7, с.555-571.

И.А.Зотов*, В.В.Смирнов **

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: izotov@igem.ru*

*** Вуктыл, Коми Республика, а/я 19*

РЕВИЗИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МАГМАТИЗМА И РОЛИ МЕТАСОМАТОЗА В ГЕНЕЗИСЕ ПОРОД ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ПЛУТОНА И СВЯЗАННЫХ С НИМ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В господствующих почти 70 лет представлениях о генезисе Хибинского магматического плутона щелочных пород и подчиненных ему гигантских апатитовых месторождений содержались две фундаментальные ошибки. Первая из них состояла в неверной интерпретации относительных возрастных соотношений нефелиновых сиенитов ("хибинитов") внешнего кольца плутона и пород ийолитовой серии, признанных более поздними, чем хибиниты. Вторая ошибка заключалась в пренебрежении ролью метасоматоза в генезисе части пород и руд плутона. Причины ошибок имеют объективный характер и обусловлены почти полным отсутствием прямых контактов хибинитов с дифференциатами ийолитовой серии (между ними залегают породы рисчорритовой группы) и неразвитыми до 60-х годов прошлого века представлений о процессах метасоматоза. Поэтому породы так называемой рисчорритовой группы были отнесены к магматическим "пойкилитовым

нефелиновым сиенитам", несмотря на явные черты их метасоматического генезиса. Массовые попытки, предпринимаемые с конца 40-х – начала 50-х годов прошлого века, ленинградских петрографов (Курбатов С.М., Солодовникова Л.Л., Руденко С.А.) и московских минералогов (группа Борущкого Б.Е., ИГЕМ РАН) обратить внимание исследователей на метасоматический генезис порфиробластов калишпата и эгиринового пироксена в породах рисчорритовой группы остались без внимания магматистов. Факты относительной молодости нефелиновых сиенитов относительно пород ийолитовых серий во всех массивах мира, кроме Хибинского (Кононова, 1976), также остались без внимания.

В начале 80-х годов геологи Хибиногорской ГРП И.И.Перекрест и В.В.Смирнов (1985) пришли к выводу о воздействии магмы хибинитов на раньше сформированные ийолиты, а выполненное под их руководством глубокое бурение этих контактов показало, что породы ийолитовой серии являются гигантским останцом, зажатым между двумя ветвями (внешней – хибинитовой и внутренней – лявочоррит-фойяитовой) нефелин-сиенитового интрузива, сближающимися на уровнях ниже отметки (-)1500 м. Одновременно в скважинах под оз. Б.Вудъявр и в естественном обнажении Парка отдыха г. Кировска были обнаружены непосредственные контакты хибинитов в первом случае с ийолитами (закачивание хибинитовой магмы выражено утонением зернистости и переслаиванием лейко- и мезократовых слоев в направлении к ийолитам) и во втором случае с массивными уртитам, которые подвержены порфиробластовой калишпатизации (рисчорритизации). Стало ясно, что два симметричных "кольца" рисчорритов с обеих сторон Центральной ийолитовой дуги на плане массива являются результатом метасоматической калишпатизации пород ийолитовой серии, вызванной воздействием флюидных эманаций нефелин-сиенитовых магм, аналогичной фенитизации.

Параллельно проведенное исследование апатитовой минерализации и руд в районе развития, так называемых, "рудных брекчий" на подземном руднике Кукисвумчорр ясно показало, что брекчиевые структуры образованы прорывом мезократовых среднезернистых ийолитов интрузивными жилами крупнозернистых массивных уртитов. Эти магматические брекчии позже подверглись метасоматической апатитизации с преимущественным замещением апатитом существенно диопсидового пироксена (что ранее наблюдал здесь же С.М. Курбатов) с сохранением псевдобрекчиевых структур. На Кукисвумчорре же обнаружилось, что порфиробласты рисчорритового калишпата развиваются чуть позже апатита, образуя дендриты на жилках апатита. Стало ясно, что апатитовые руды породы ийолитовой серии образуются на передовом фронте метасоматической колонны, тыловая часть которой представлена рисчорритами.

Таким образом, апатитовые руды, как и рисчорриты являются продуктом метасоматического воздействия трансмагматических флюидов нефелин-сиенитовых магм на богатые Са (за счет существенно диопсидового пироксена) породы ийолитовой серии. Генетически этот процесс тождественен давно известной фенитизации, типичной для щелочных магм.

В.В.Иваников^{*}, М.В.Малашин^{*}, Н.Б.Филиппов^{}, А.И. Голубев^{***}**

^{*} СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: ivanikovSPU@mail.ru,

^{**} ГГУП «Минерал», Санкт-Петербург,

ГЕОХИМИЯ МАФИЧЕСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Главными событиями раннепротерозойской истории Карельской провинции были мощные проявления интракратонного магматизма с формированием четырех мафических вулканических комплексов (МВК): сумийского, ятулийского и двух людиковийских – заонежского и суйсарского. Возраст первого из них составляет ~2.45 млрд лет, а три последних тесно сближены во времени и были образованы около 2.0 млрд лет назад (Puchtel et al., 1996; 1998)

Вулкано-плутоническая ассоциация сумия включает расслоенные мафические интрузии, граниты и риолиты А-типа, рои базитовых даек и толщи мафических вулканиитов, среди которых преобладают андезиты. Высокие содержания MgO, Cr, Ni в этих породах дали основание для выделения на Балтийском щите раннепротерозойской провинции бонинитоподобных пород (Шарков и др., 1997), однако необычный геохимический облик сумийских высокомагнезиальных андезитов резко отличает их от пород фанерозойской марианит-бонинитовой ассоциации. Сумийские вулканииты обогащены LILE и LREE и имеют сильно фракционированный их состав ((Ce/Yb)_n=8.5, (La/Sm)_n=2.9). Спайдерспектр редких элементов характеризуется резко выраженными отрицательными аномалиями Ti, Ta, Nb и положительными Th, U, Pb. Породы не имеют аналогов в фанерозое и представляют собой такой же феномен раннего докембрия, как и комагититы, с которыми они тесно ассоциированы в некоторых зеленокаменных поясах. Усвоение высокотемпературными ультрабазитовыми магмами значительного количества вещества архейской коры было важным фактором петрогенеза сумийского вулканического комплекса, как это было показано для Ветреного пояса (Puchtel et al., 1996). Возможно, что одним из выражений этих ассимиляционных процессов явилась гибридизация мантийных и коровых магм.

Вулканические комплексы ятулийско-людиковийского этапа тектономагматической активизации Карельского кратона, напротив, обнаруживают большое сходство с трапповыми комплексами фанерозоя, что подчеркивается тесным подобием составов ятулийских базальтов и траппов Норильского района (Голубев и др., 2003) Вулканииты нижнего ятулия характеризуются фракционированным распределением REE ((Ce/Yb)_n=4.18, (La/Sm)_n=1.98), обогащены HFSE, вулканииты среднего ятулия имеют менее фракционированное распределение REE (Ce/Yb)_n=1.85, (La/Sm)_n=1.39) и несколько обеднены HFSE, верхнеятулийские базальты и габбро-долериты представляют наиболее фракционированные магмы ятулийского МВК и максимально обогащены всеми несовместимыми элементами, но по характеру их распределения близки вулканиитам среднего ятулия. Высокие отношения LREE/HREE и LREE/MREE, а также Tb/Yb, Zr/Y и Hf/Lu в вулканиитах нижнего ятулия свидетельствуют о низкой степени частичного плавления гранатсодержащего мантийного перидотита, а пониженные значения указанных отношений в породах среднего- верхнего ятулия - об увеличении степени частичного плавления и переходе уровня магмогенерации в область устойчивости шпинели. Обозначенные выше для сумийских магм признаки коровой контаминации проявлены также в ятулийских траппах, хотя и значительно слабее.

Если геохимические особенности ятулийских пород соответствующих стратиграфических уровней сохраняются во всех изученных вулканогенных разрезах Карелии, то породы заонежского МВК обнаруживают латеральные различия. В центральной Карелии они близки по составу породам среднего и верхнего ятулия ((Ce/Yb)_n=2.15, (La/Sm)_n=1.70). В вулканогенных зонах, примыкающих к свекофеннидам, людиковийские континентально-толеитовые базальты и долериты сочетаются с вулканитами, имеющими характеристики океанических базальтов типа MORB или BABT, в которых отношение (Ce/Yb)_n близко или меньше единицы.

Лавы суйсарского (верхнелюдиковийского) пикрит-базальтового комплекса отличаются заметным обогащением HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti), L- и MREE, при устойчиво высоких (Ce/Yb)_n>3.5 для всего спектра составов, и обнаруживают большое сходство с базальтами типа OIB. Интересно, что ближайшим фанерозойским аналогом суйсарского МВК является одна из пикрит-базальтовых свит того же Норильского района. На редкоэлементных спайдерспектрах признаки коровой контаминации суйсарских магм не устанавливаются, однако, исключать участие этого процесса при формировании суйсарского МВК нельзя, учитывая данные о присутствии ксеногенного архейского циркона в породах (Puchtel et al., 1998). В целом магматическая эволюция ятулийско-людиковийских МВК адекватна модели полистадийного адиабатического плавления гетерогенного мантийного плюма при последовательном вовлечении в процесс магмогенерации разноглубинных его частей (Campbell, 2001). *Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64062).*

Литература

- Голубев А. И. и др. Вестник СПбГУ, 2003, №1 (7).
Campbell I.H. Geol. Soc of America Spec Paper, 2001, V352, pp 5-21.
Puchtel I.S. et al. Geochim Cosmochim Acta, 1996 V61, pp 1205-1222.
Puchtel I.S. et al. Contrib Mineral Petrol, 1998, V130, pp 134-135.

В.В.Иваников, М.Ю.Корешкова, М.В.Малашин

СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: ivanikovSPU@mail.ru, ivanikov@662686.spb.edu

СИЕНИТЫ КАРЕЛИИ КАК ПРИМЕР АРХЕЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА

Архейские породы повышенной щелочности установлены в посттектонических массивах Карелии, образованных на завершающем этапе лопийской орогении, около 2,7 млрд лет назад (Иваников, 1997; Lobach-Zhuchenko et al., 2001). Массивы составляют две плутонические ассоциации: высокомагнезиальную санукитоидную (ультрамафиты, габброиды, субщелочные диориты, монцонитоиды, гранитоиды, лампрофиры) и пироксенит-сиенитовую. Они тесно сопряжены в пространстве и времени с массивами тоналитов, трондjemитов и гранодиоритов, которые также характеризуются более высокой щелочностью в сравнении с однотипными породами более ранней синтектонической TTG-ассоциации. Нужно еще отметить, что весь этот сложный комплекс пород возник непосредственно перед или субсинхронно с интрузиями микроклиновых гранитов.

Наиболее высокие содержания щелочей, до 11% $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, определены в сиенитах, которые ранее считались метасоматическими породами (Граниты..., 1963) или объединялись с послескладчатыми микроклиновыми гранитами в одну формацию (Никольская, Гордиенко, 1977). Обе точки зрения оказались ошибочными, о чем неопровержимо свидетельствуют данные по петротипическому Западно-Хижьярвинскому массиву. Этот овальный в плане интрузив, с конформной внутренней структурой, соответствует по морфологии пологонаклонной линзе. У лежачего бока развиты трахитоидные мезократовые сиениты с пироксенитовыми прослоями, сменяющиеся к центру массива и вверх по разрезу лейкосиенитами. Породы сложены на 70-90% мезо-антипертитовым полевым шпатом, а также актинолитом с реликтами пироксена и второстепенными минералами – кварцем, биотитом, эпидотом, андрадитом, кальцитом, магнетитом, апатитом, титанитом, алланитом и цирконом. Реконструированный первичный состав позволяет определить их как диопсид-анортотитовые сиениты.

Все разновидности сиенитов во всех изученных проявлениях относятся к насыщенным и пересыщенным кремнеземом породам. Нормативный акмит в анализах не рассчитывается, что указывает на принадлежность сиенитов к умеренно-щелочным (mid-alkaline) породам. Лишь немного они не достигают щелочных пород *sensu stricto*, имея близкие к единице отношения $\text{K}+\text{Na}/\text{Al}$ (до 0,95%) и очень небольшой процент нормативного анортита. Магнезиальное число составляет - 0,30-0,45, что много меньше, чем у санукитоидов близкого уровня кремнекислотности. Сравнительно невысока также магнезиальность пироксенитов (<0,65).

Своеобразие архейских сиенитов, ранее отмеченное К.Конди (1983) при описании аналогичных пород Канады, заключается в их редкоэлементной геохимии. Высокие концентрации Sr (до 0,3%), резко фракционированный состав лантаноидов (Ce/Yb до 200) при высоких концентрациях LREE (Ce до 300 г/т и более) и обедненность Nb, Ta и Ti – главные геохимические черты этих пород.

Представленные геохимические характеристики сиенитов определяют четкие ограничения для петрогенетических моделей. Родоначальные магмы пироксенит-сиенитовых интрузий могли зародиться в бесполевошпатовом глубинном источнике, содержащем гранат и тугоплавкие фазы, удерживающие Nb, Ta, и Ti, например, рутил и ильменит.

Согласно модельным расчетам К.Конди (1983), архейские сиениты были образованы при низкой степени плавления перидотитового или эклогитового источника. Невысокая магнезиальность пород заставляет отдать предпочтение второму варианту. Подобный источник мог находиться в нижней коре. Среди нижнекоровых глубинных ксенолитов в щелочных дайках Беломорья были установлены, наряду с гранулитами, рутил-содержащие эклогитоподобные породы - гранат-клинопироксеновые и гранат-двупироксеновые (Корешкова и др., 2001). Они мало отличаются от гранулитов по содержаниям главных элементов, соответствуя архейским базальтам типа TH2 по К.Конди (1983), но заметно обеднены LILE и LREE, что может служить признаком частичного плавления. Близкие эклогитоподобные породы обнаружены также в финских кимберлитах на западе Карельской гранит-зеленокаменной провинции (Peltonen, Irmeli, 2001). Возбуждение источника могло произойти под воздействием мантийной санукитоидной магмы. Гранитоиды посттектонической TTG-ассоциации, прорывающие сиениты и обнаруживающие с последними геохимическое сходство, могли быть образованы

при более высокой степени плавления того же глубинного источника. *Работа выполнена при поддержке гранта INTAS (№01-0073).*

Литература

- Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.-Л., 1963.
Иваников В.В. Вестник СПбГУ. Сер. Геол., геогр., 1997, вып.1, № 7, с. 11-21.
Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983.
Корешкова М.Ю. и др. Петрология, 2001, Т. 9, №1, с. 89-106.
Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М., 1977.
Lobach-Zhuchenko S.B. et al. In: Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. Moscow, 2000. Peltonen P., Irmeli M. Bull. Geol. Soc. Finland, V. 73, p.p. 47-58

В.И.Иващенко

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, г.Петрозаводск;
e-mail: ivashche@krc.karelia.ru*

ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЛАМПРОФИРОВОГО МАГМАТИЗМА СВЕКОФЕННСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Лампрофировый магматизм в пределах Свекофеннского складчатого пояса представлен маломощными (до нескольких метров) дайками и небольшими ($S \ll 1 \text{ км}^2$) штоковидными интрузиями, входящими в состав постколлизийных (1770-1830 млн. лет) шошонитовых комплексов З.Приладожья (Иващенко, 1998 и др.) и Ю.Финляндии (Eklund e. a., 1998 и др.). Лампрофиры относятся к известково-щелочному ряду (минетта, керсантит, вогезит) и характеризуются оригинальными петрогеохимическими (SiO_2 – 38-45%, MgO – 6-10%, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ – 7-10%, $\text{K} > \text{Na}$, P_2O_5 – 2-6%; BaO – 0,5-2%, SrO – 0,5-1,5%, REE – 0,2-0,6%, $\text{La}^n/\text{Yb}^n > 200$, низкие содержания Cr, Ni, Ta, Nb, U) и минеральными (биотит - $f=0,36-0,48$, TiO_2 - 3,63-6,49%, BaO - 2,0-6,70%, SrO - 0,16-0,66%; клинопироксен - $f=0,24-0,37$, $\text{Al}_{\text{VI}}/\text{Al}_{\text{IV}}$ – 0,08-1,13, $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ – 0,53-0,57, TiO_2 - 0,33-1,71, Al_2O_3 - 4,19-10,48, CaO - 19,60-24,21, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - 0,1-1,03, BaO - 0,01-0,06, SrO - 0,1-0,44; плагиоклаз - An - 5-15, BaO - 0,22-1,52, SrO - 0,78-4,02, анортотоклаз - Ab - 18-36, BaO - 0,30-0,90; SrO - 0,10-1,23, апатит – SrO – до 2%, F – до 8%; анальцит – Na_2O – 12,50%, K_2O – 1,35%, CaO – 2,58%) особенностями. Модельный возраст обогащения их мантийного источника (EMI) равен 2,0 млрд. лет (Кононова и др., 2000).

По геологическим соотношениям, возрасту, петрогеохимии рассматриваемые лампрофиры, наиболее вероятно, являются постколлизийными образованиями, завершающими Свекофеннский тектоно-магматический цикл. Однако, ряд их специфических особенностей ($>>K$, Ba, Sr, P, REE, F) свойственен предрифтовому высококалийному магматизму плюм-геодинамических обстановок. Область развития лампрофиров в период от кульминации свекофеннской коллизии (1,85-1,83 млрд. лет) до их внедрения испытала существенный подъем (P от 5-6 кбар до 1-2). В рамках плюм-геодинамической модели механизм генерации аномально обогащенного несовместимыми элементами магматического расплава, из которого

кристаллизовались данные лампрофиры, по всей вероятности, был двухстадийным, включающим низкопарциальное плавление источника в сублитосферной мантии, подъем и застывание расплава в верхней мантии и повторное парциальное плавление его при подъеме плюма. Полученный таким образом расплав, соответствовавший оригинальной минеральной смеси, путем фракционной кристаллизации (апатит, пироксен, амфибол, анортит) эволюционировал к составам, отвечающим ксераниту и везититу, а возможно и к более кремнекислотным. Возможен также одностадийный механизм плавления мантийного источника, подвергшегося предварительно интенсивному метасоматическому (K, P, CO₂, F) преобразованию.

Свекофенские известково-щелочные лампрофиры во многом (за исключением более высоких концентраций REE) идентичны алмазоносным (7-12 карат/тонну) минералам (возраст 1,85 млрд. лет) площади Паркер Лейк Канадского щита (Каминский, Саблуков, 2002) и вследствие этого также могут быть перспективными на алмазы.

Литература

- Иващенко В.И. // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 219-222.
Кононова В.А., Первов В.А., Парсаданян К.С. // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 3. С. 376-379.
Каминский Ф.В., Саблуков С.М. // Наука в России. 2002. № 1. С. 4-12.
Eklund O., Koopelko D., Rytanen H. et al. // Lithos. 1998. № 45. P. 87-108.

П.М.Карташов^{*}, А.А.Конов^{}, Ким Ю Донг^{***}**

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: pmk@igem.ru*

*** Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

**** Korea institute of geoscience & mineral resources, Daejeon, e-mail: kyd@kigam.re.kr*

НОВЫЕ НАХОДКИ ДАЦИНШАНИТА-(Ce) В ЛИНЕЙНЫХ КАРБОНАТИТАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЮЖНОЙ КОРЕИ

Дациншанит-(Ce) является весьма редким минералом и описан только из двух месторождений - карбонатитов Баян Обо в Китае (Yngchen et al., 1983) и нефелиновых сиенитов Сен Илера в Канаде (Horvath & Gault, 1990). В литературе опубликован единственный классический химический анализ минерала из Баян Обо, которому отвечает формула $(\text{Sr}_{1.62}\text{Ca}_{0.71}\text{Ba}_{0.67}\text{Mg}_{0.11}\text{Na}_{0.03}\text{Fe}_{0.02}\text{Al}_{0.02})_{3.18}(\text{Ce}_{0.41}\text{La}_{0.31}\text{Nd}_{0.06}\text{Pr}_{0.03}\text{REE}_{0.01})_{0.72}[\text{PO}_4]_{1.06}[\text{CO}_3]_{2.37}[(\text{OH})_{0.49}\text{F}_{0.27}\text{O}_{0.02}]_{0.78}$. Нами дациншанит обнаружен в низкотемпературных линейных карбонатитах двух P-Fe-Sr(Ba)-REE месторождений по минералогии и геохимии близких Баян Обо: Хонгчен в Южной Корее и Бирая в Восточной Сибири.

На Хонгчене наиболее ранний дациншанит с формулой $(\text{Sr}_{2.37}\text{Ca}_{0.35}\text{Ba}_{0.24}\text{Fe}_{0.05})_{3.01}(\text{Ce}_{0.50}\text{La}_{0.35}\text{Nd}_{0.08}\text{Pr}_{0.06})_{0.99}[\text{PO}_4]_{1.02}[\text{CO}_3]_{1.84}\text{O}_{1.13}$ встречен в виде экссолюционных включений (10 - 60 мкм) в апатите амфиболсодержащих массивных лейкократовых руд (МЛР) содержащих SrO 0.87, BaO 0.12, REE₂O₃ 1.00 мас.%, Sr/Ba=10.73. Фрагменты крупных зерен частично замещенного монацитом позднего дациншанита обнаружены в апатитовом концентрате из МЛР месторождения. Их состав колеблется

от $(\text{Sr}_{2.52}\text{Ca}_{0.39}\text{Ba}_{0.17})_{3.14}(\text{Ce}_{0.48}\text{La}_{0.31}\text{Nd}_{0.07})_{0.86}[\text{PO}_4]_{1.04}[\text{CO}_3]_{2.88}$ до $(\text{Sr}_{2.75}\text{Ca}_{0.33})_{3.08}(\text{Ce}_{0.48}\text{La}_{0.30}\text{Nd}_{0.09}\text{Pr}_{0.05})_{0.92}[\text{PO}_4]_{1.08}[\text{CO}_3]_{2.84}$. Кроме того, в ряде образцов МЛР обнаружены обильные монацит-стронцианитовые (с объемным соотношением $\text{SrCO}_3/\text{REEP}\text{O}_4=3/1$) псевдоморфозы с характерной графической структурой по зернам дациншанита до 2 мм размером. Повидимому на Хонгчене минерал имеет широкое распространение. Корейский дациншанит по сравнению с китайским заметно обогащен Sr, REE, резко обеднен Ba, Ca и не содержит фтора.

На Бирае дациншанит обнаружен в секущей фениты маломощной доломит-кальцитовой жиле карбонатита с обильной и разнообразной редкометальной минерализацией. Микроскопические кристаллы раннего дациншанита были обнаружены в составе Sr-кальцитовых включений в крупном кристалле ферриалланита-(Ce). Причем в одном и том же включении состав дациншанита заметно различается:

от $(\text{Sr}_{1.63}\text{Ca}_{0.80}\text{Ba}_{0.55})_{2.98}(\text{Ce}_{0.44}\text{La}_{0.43}\text{Nd}_{0.07}\text{Pr}_{0.04}\text{Eu}_{0.04})_{1.02}[\text{PO}_4]_{1.02}[\text{CO}_3]_{2.97}$ на контакте с ферриалланитом до $(\text{Sr}_{1.72}\text{Ca}_{0.84}\text{Ba}_{0.49})_{3.05}(\text{La}_{0.45}\text{Ce}_{0.44}\text{Nd}_{0.06})_{0.95}[\text{PO}_4]_{1.03}[\text{CO}_3]_{2.93}$ в центре включения. В краевой части той же жилы (SrO 9.39, BaO 6.95, REE_2O_3 10.74 мас.%, $\text{Sr}/\text{Ba}=2.00$) более поздний дациншанит образует мелкие самостоятельные зерна в ассоциации со Sr-кальцитом, Ca-стронцианитом, баритом, монацитом-(Ce) и новым La-доминантным кордилитоподобным минералом. Состав дациншанита из этой ассоциации весьма выдержан: $(\text{Sr}_{2.17}\text{Ca}_{0.65}\text{Ba}_{0.40})_{3.22}(\text{Ce}_{0.35}\text{La}_{0.34}\text{Nd}_{0.05}\text{Eu}_{0.03})_{0.78}[\text{PO}_4]_{0.87}[\text{CO}_3]_{3.08}$. На Бирае не встречено комплексных псевдоморфоз подобных корейским. По составу сибирский дациншанит ближе к китайскому, чем к корейскому.

На основе полученных нами микронзондовых анализов и их пересчетов можно пересмотреть принятую сейчас формулу дациншанита $(\text{Sr,Ca,Ba})_3\text{Ce}[\text{PO}_4][\text{CO}_3]_{3-x}(\text{OH,F})_y$. По нашим данным его состав лучше описывается формулой $(\text{Sr,Ca,Ba})_3\text{Ce}[\text{PO}_4][\text{CO}_3]_3$, которую условно можно представить как соединение трех молекул стронцианита и одной монацита $\text{Sr}_3\text{Ce}[\text{CO}_3]_3[\text{PO}_4] = 3\text{Sr}[\text{CO}_3] + \text{Ce}[\text{PO}_4]$. Можно предположить, что этот сложный фосфат-карбонат имеет слоистую четырехчленную структуру, подобно фторкарбонатам из группы бастнезита, структуры которых представляют собой чередование слоев бастнезита и фатерита: $\text{Ca}_x\text{Ce}_y[\text{CO}_3]_{x+y}\text{F}_y = x\text{Ca}[\text{CO}_3] + y\text{Ce}[\text{CO}_3]\text{F}$ где $x = 0, 1, 2$ а $y = 0, 1, 2, 3$. Вероятно дациншанит имеет довольно узкое поле стабильности, что и является причиной его редкости. Минерал легко разлагается на монацит и стронцианит в пропорциональных количествах с образованием характерных псевдоморфоз. Особо следует отметить проявление изовалентного изоморфизма $\text{Sr}^{2+}=\text{Ba}^{2+}$ и $\text{Ce}^{3+}=\text{La}^{3+}$ ведущего к образованию безбариевого Ca-Sr-дациншанита на Хонгчене и La-доминантного дациншанита на Бирае. (При частичной поддержке гранта РФФИ № 03-05-64158).

Литература

- Horvath L., Gault R. Miner. Record, 1990, V.21, N4, p. 284-368.
Yingchen R., Lulu X., Zhizhong P. Geochemistry (China), 1983, V.2, p. 180-184.

Карташов П.М. *, Ким Ю Донг **

* *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: pmk@igem.ru*

** *Korea institute of geoscience & mineral resources, Daejeon, e-mail: kyd@kigam.re.kr*

P-Fe-Sr-REE МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХОНГЧЕН В ЮЖНОЙ КОРЕЕ - НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЛИНЕЙНЫХ КАРБОНАТИТОВ

Месторождение Хонгчен известно уже более 40 лет. За это время было выдвинуто несколько гипотез о способе его образования и соответственно о его формационной принадлежности. В наиболее ранней работе (Kim e.a., 1965) утверждалось, что месторождение имеет первичноосадочное происхождение и было обогащено редкими металлами в ходе “гидротермального замещения и перекристаллизации железных руд в глинистых осадочных породах под влиянием динамометаморфизма”. Позднее (Park & Hwang, 1996) предполагалось, что месторождение образовалось в результате гидротермально-метасоматической переработки пласта первичноосадочных карбонатных пород под влиянием контактового или регионального метаморфизма. Полученные нами минералогические, геохимические и изотопные данные противоречат гипотезам, предложенным предыдущими исследователями.

Прежде всего минеральный (стронцианит и виверит) и химический (0.5-7,5 % SrO) состав породообразующих карбонатов рудного тела противоречит гипотезе о первичноосадочной природе гипотетического пласта карбонатов. В частности ни в морском, ни в пресноводном бассейне осадконакопления не могут создаться условия для осаждения значительного количества стронцианита и тем более виверита. В осадочных карбонатных илах Sr и Ba полностью фиксированы в виде сульфатов - целестина и барита. Предложенные гипотезы никак не объясняют источника Sr и Ba (7,2-757,8 и 0,6-1,6 кг/т соответственно). Гидротермальная, метасоматическая или какая либо иная переработка гнейсов комплекса Къенги не может служить таким источником. Напротив, имеется ряд наблюдений, подтверждающих скорее вынос Sr и Ba из рудного тела, чем их привнос из вмещающих пород (в еще большей степени это относится к REE).

В доломите и апатите массивных лейкократовых руд (МЛР) месторождения наблюдаются структуры распада твердых растворов характерные для магматических пород. Комплексный химический состав породообразующих карбонатов свидетельствует об их повышенной изоморфной емкости, что характерно для условий высоких температур.

Для глинисто-карбонатных пород богатых магнием и подвергшихся контактовому или региональному метаморфизму характерна ассоциация доломита с новообразованным кальцитом, магниезиальными (диопсид, форстерит, флогопит) и известково-глиноземистыми (гранат, эпидот) силикатами. При этом часто весь магний доломита расходуется на образование силикатов и кальцит остается единственным карбонатом породы. Однако в рудах месторождения нами установлено полное отсутствие как кальцита (!), так и скарновых силикатов.

Изотопные соотношения стронция в породообразующих карбонатах и апатите месторождения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70277-0.70330$) однозначно свидетельствуют о его мантийном источнике. Спектры распределения REE в породах

месторождения также указывают на недифференцированный, обогащенный Eu мантийный источник.

Мы считаем, что все структурные, минералогические, геохимические и изотопные особенности руд месторождения могут быть просто и непротиворечиво объяснены с точки зрения его карбонатитового происхождения. По нашему мнению руды месторождения практически идеально подпадают под характеристику приповерхностных карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации (Самойлов, 1977). Кроме того в МЛР нами выявлены реликты карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой и альбит-кальцитовой фаций, а на Северном выходе месторождения (участок Джаун) встречены ксенолиты магматических предкарбонатитовых пород - нельсонитов.

Представленная нами схема образования месторождения, в отличие от предложенных ранее, указывает источник REE-редкометального оруденения, объясняет причины длительного существования восстановительных условий и хорошо согласуется с щелочной спецификой рудообразования.

Литература

Самойлов В.С. Карбонатиты, - Москва, Наука, 1977, с.292.

Kim Won-Jo, Park No-Young, Kim Seon-Eok, Oh In-Sup, Lee In-Yong Geological Survey of Korea, 1960, №8, p. 41-78.

Park Joong-Kwon, Hwang Duk-Hwan KIGAM Research Report, KR-95(C)-10, 1996, p.113.

Л.Н.Когарко

**Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН
e-mail: kogarko@geokhi.ru*

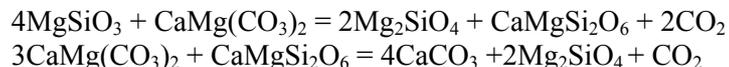
ГЛОБАЛЬНЫЙ МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И ГЕНЕЗИС ОБОГАЩЕННЫХ МАНТИЙНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ - ИСТОЧНИКОВ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА

В настоящее время получены убедительные и многочисленные доказательства активного мантийного метасоматоза глубинного субстрата различных регионов (Kogarko et al., 1995, Kogarko et al., 2001, Yaxley et al 1991, Ionov et al., 1993).

Проведенные нами исследования геохимии и петрологии океанской мантии (Канарский архипелаг, о-ва Фернандо-де-Наронья, о-ва Зеленого Мыса) и глубинных нодулей Восточной Антарктиды показали, что мантийный субстрат этих регионов подвергался интенсивному карбонатному метасоматозу.

Ассоциация первичных минералов, включающих оливин, ортопироксен, клинопироксен и шпинель сечется многочисленными мелкозернистыми прожилками, состоящими из клинопироксенов, оливинов и шпинелей второй генерации, карбонатов и стекла, содержащего сульфидные и карбонатные глобулы. В метасоматических зонах были обнаружены Sr-апатит, армаколит, рутил, криштонит, Ва-слюда, ниобиевый перовскит. В основном метасоматически замещается

ортопироксен. Процесс верлитизации и карбонатизации мантии под воздействием карбонатных флюидов идет по реакциям:



На основании полученных данных была предложена новая двустадийная модель генезиса мантийного карбонатитового магматизма.

1 стадия - метасоматическая верлитизация и карбонатизация мантийного материала

2 стадия - частичное плавление метасоматизированной мантии. В результате этого процесса возникают карбонатитовые расплавы

Исследования составов мантийных карбонатов и метасоматизированных клинопироксенов на ионном зонде позволяет оценить составы метасоматических флюидов, которые в значительной степени обогащены стронцием, барием, редкими землями, серой, титаном, ниобием, цирконием и фтором. Неожиданным результатом является обогащение мантийных карбонатных флюидов высокочередными литофильными элементами.

Сопоставление полученных результатов с литературными данными позволяет сделать вывод об универсальном характере карбонатных мантийных флюидов и о глобальных масштабах мантийного метасоматоза, инициируемого в ходе продвижения гигантских плюмов к поверхности Земли. Проявления крупномасштабного мантийного метасоматоза являются основой возникновения геохимических неоднородностей верхней мантии.

Литература

Kogarko L.N., Plant D.A., Henderson, C.M.B., & Kjarsgaard, B.A. (1991) *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 124-129.

Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflou T. *Contrib Mineral Petrol* 2001, v. 140, pp. 577-587.

Yaxley G.M., Crawford A. J., Green D. H. (1991) *Earth Planet. Sci. Lett.* 107: 305-317.

Ionov D. A., Dupuy C., O'Reilly S.Y., Kopylova M.G., Genshaft Y.S. (1993) *Earth Planet. Sci. Lett.* 119: 283-297.

Л.Н.Когарко *, Л.К.Левский **, Н.Ф.Гущина **

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

e-mail: kogarko@geokhi.ru

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

ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ ОСТРОВОВ ТРИНДАДИ И МАРТИН-ВАЗ (ИЗОТОПНЫЙ ИСТОЧНИК ТИПА FOZO)

Острова Триндади и Мартин - Ваз представляют собой вулканические конуса, поднимающиеся на 5500-6000 метров над океаническим ложем и расположенные в юго-западной части Атлантики (около 1000 км к востоку от побережья Бразилии). Среди вулканитов острова Триндади выделяется пять разновозрастных серий пород, формировавшихся в следующей последовательности: 1 - комплекс Триндади, сложенный в основном оливиновыми меланефелинитами, нефелинитами и фонолитами; 2 - комплекс Дезеджадо, состоящий из фонолитовых и в меньшей степени нефелинитовых лав и пирокластического материала того же состава; 3 - формация Морро Вермельо, представленная анальцитом - содержащими оливиновыми меланефелинитами, нефелинитами и пирокластическим материалом того же состава; 4 - формация Валадо, сложенная главным образом меланефелинитами; 5 - вулканическая система Паредо, представленная щелочными пикритами. Химический состав пород представлен в таблице 1.

Для оценки изотопных источников магматизма были проведены изотопные определения (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb системы) во всех разновидностях пород исследуемых островов. (Табл. 2). Исследования изотопного состава пород проводились по ранее использованному методу [2].

Таблица 1.

Химический состав исследуемых пород о-вов Триндади и Мартин - Ваз.

	Фонолит 91-tr-51	Фонолит 91-tr-88	Фонолит 91-tr-90	Фонолит 91-tr-106	Мончикит 91-tr-107	Фонолит 91-tr-97	Фонолит 91-tr-98
Комплекс	Триндади	Триндади	Триндади	Триндади	Триндади	Дезеджадо	Дезеджадо
SiO ₂	51.64	53.64	43.66	49.15	39.36	52.43	52.22
TiO ₂	0.56	0.90	2.90	1.51	4.66	1.23	1.00
Al ₂ O ₃	21.03	20.94	16.43	18.64	12.80	19.96	20.00
FeO	3.37	3.73	8.08	5.27	11.88	4.49	4.31
MnO	0.193	0.143	0.206	0.191	0.200	0.153	0.174
MgO	1.23	0.97	3.82	2.32	7.47	1.40	1.23
CaO	2.90	2.51	8.29	4.90	12.41	4.12	3.47
Na ₂ O	6.33	9.11	3.19	4.44	3.16	7.23	8.56
K ₂ O	4.89	6.29	3.78	4.97	2.02	5.91	6.06
P ₂ O ₅	0.13	0.20	0.82	0.52	1.37	0.30	0.26
Cr ₂ O ₃	0.020	0.016	0.019	0.017	0.024	0.016	0.017
п.п.п.	6.40	2.10	7.65	8.40	4.85	3.15	2.70
Сумма	98.69	100.55	98.85	100.33	100.20	100.39	100.00
K _{агпнности}	0.53	0.74	0.42	0.50	0.40	0.66	0.73

Продолжение Таблицы 1

	Анальцим - содержащий оливиновый меланефелинит 91-tr-7	Меланефелинит 91-tr-23	Оливиновый меланефелинит 91-tr-31	Щелочной базальт 91- tr-103	Щелоч- ной пикрит 91-tr-79	Орданши т 91-mv-2
Комплекс	Морро Вермелью	Морро Вермелью	Валадо	Валадо	Паредао	Мартин Ваз
SiO ₂	38.64	40.85	38.70	41.70	40.00	51.22
TiO ₂	5.43	4.93	4.19	3.86	5.83	0.69
Al ₂ O ₃	9.93	12.44	9.87	13.94	10.12	20.13
FeO	13.84	12.93	12.71	11.07	14.44	3.58
MnO	0.191	0.177	0.213	0.232	0.165	0.154
MgO	12.08	8.16	13.12	5.16	11.89	1.26
CaO	12.47	12.55	12.90	11.01	10.70	2.54
Na ₂ O	3.08	4.37	3.88	3.77	4.36	10.15
K ₂ O	2.52	0.26	1.78	2.60	0.41	5.62
P ₂ O ₅	1.02	1.01	0.97	1.50	0.59	0.17
Cr ₂ O ₃	0.053	0.032	0.053	0.017	0.052	0.019
п.п.п.	0.85	2.70	1.85	5.65	2.00	4.90
Сумма	100.10	100.41	100.24	100.51	100.56	100.42
K _{апатности}	0.56	0.37	0.57	0.46	0.47	0.78

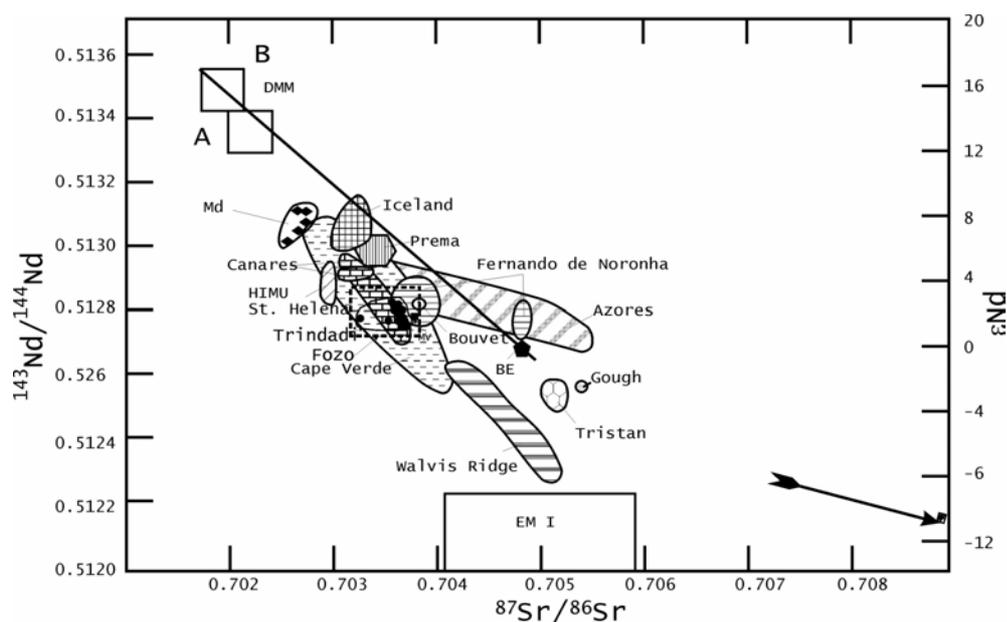
В настоящее время принято [3] рассматривать изотопные источники щелочного магматизма мирового океана как результат смешения пяти резервуаров (MORB- деплетированная мантия, BSE - средний состав Земли или примитивная мантия, EM1, EM2, HIMU – обогащенные резервуары). Накопление данных по изотопным характеристикам горячих точек мирового океана позволило сделать вывод о существовании довольно гомогенного глобального источника - FOZO, следы которого обнаруживаются в большинстве горячих точек и проявлений внутриплитного магматизма мирового океана. Этот резервуар, по мнению ряда авторов [4], представляет собой материал нижней мантии, из которого поднимались гигантские плюмы.

Полученные данные по изотопным характеристикам щелочных пород островов Триндади и Мартин Ваз показали весьма гомогенный источник вещества для горячих точек Юго-западной Атлантики (Рисунок), приближающийся к резервуару FOZO, особенно в отношении Sm-Nd и Rb-Sr систем- ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -0.703603-0.703765, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -0.512764-0.512828). Интересно отметить, что мантийный блок острова Мартин - Ваз несколько более обогащен радиогенными изотопами. Исследования также показали, что изотопный состав свинца изученных пород более радиогенен по сравнению с резервуаром FOZO, то есть к мантийным источникам щелочного магматизма Юго-западной Атлантики примешивался материал резервуара HIMU, характеризующийся повышенными отношениями U/Pb и Th/Pb. Генезис этого резервуара обычно связывается с процессами взаимодействия океаническая кора-мантия [3].

Таблица 2

Изотопный состав исследуемых пород о-вов Триндади и Мартин - Ваз

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
MV-2	19.320	15.608	39.323	0,512787+22	0,703836+66
TR-7	18.910	15.580	38.924	0,512805+20	0,703724+29
TR-23	18.942	15.564	38.927	0,512801+14	0,703732+25
TR-31	19.066	15.587	38.917	0,512828+17	0,703649+32
TR-51	19.183	15.589	39.197	0,512764+17	0,703726+25
TR-57	19.140	15.585	39.147	0,512776+12	0,703603+9
TR-79	18.943	15.597	38.923	0,512822+8	0,703691+20
TR-88	19.093	15.549	39.065	0,512771+17	0,703765+21
TR-90	19.225	15.571	39.085	0,512786+9	0,703321+37
TR-97	19.138	15.586	39.152	0,512775+13	0,703711+40
TR-98	19.197	15.576	39.163	0,512799+13	0,703733+36
TR-103	19.222	15.574	39.176	0,512811+9	0,70368+44
TR-106	19.223	15.575	39.165	0,512779+20	0,703759+21
TR-107	19.186	15.577	39.163	0,512777+21	0,703691+22



В юго-западной Атлантике примерно в полутора тысячах километров к северу от о-ва Триндади находится другая горячая точка-остров Фернандо-де-Норонья, где также развиты сильно недосыщенные кремнеземом щелочные вулканиды фойдитового ряда. Изотопный состав щелочных пород о-ва Фернандо-де-Норонья чрезвычайно близок к изотопным характеристикам островов Триндади и Мартин – Ваз. Редкоэлементный состав первичных высокомагнезиальных щелочных магм этих островов по нашим данным также аналогичен (Рисунок). На основании этих данных можно высказать предположение о принадлежности горячих точек островов Триндади и Фернандо-де-Норонья к одному крупному плюму юго-западной

Атлантики, активность которого, по-видимому, определила развитие щелочного магматизма Бразилии и Аргентины. *Работа поддержана грантом РФФИ 02-05-64122*

Литература

1. Almeida, F.M. 1961, Depto. Nac.Producao. Mineral.(DNPM), 197 p.
2. Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Когарко Л.Н., Левский Л.К., Овчинникова Г.В. Геохимия. 1996, № 7, с. 615-624.
3. Zindler A., Hart S., 1986, Ann. Rev. Eart Planet. Sci, 14, 493-571.
4. Ernst R.E. and Buchan K.L. (eds.). Mantle Plumes: their identification through time. 2001, Geol Soc. Am.Spec.Pap. 310p

В.Н.Коренева*, Г.П.Зарайский *

**Институт экспериментальной минералогии РАН Черноголовка
koreneva@iem.ac.ru. zaraisky@iem.ac.ru*

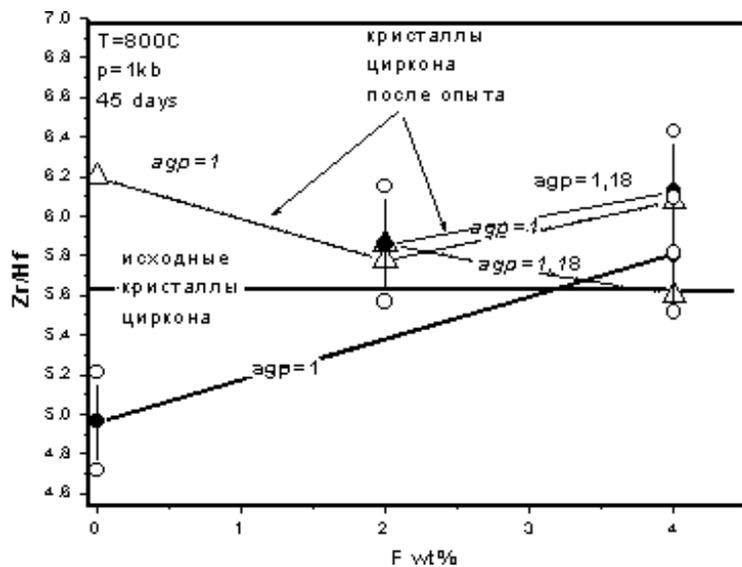
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ ВЫСОКОГАФНИЕВЫХ ЦИРКОНОВ В РАСПЛАВАХ ГРАНИТНОГО СОСТАВА С ФТОРОМ

Изучение растворимости высокогафниевого циркона ведется на предмет обоснования эмпирического геохимического индикатора отношения Zr к Hf. По (Зарайский и др. 2000) величина Zr/Hf указывает на степень дифференциации гранитного расплава. Эволюция магматического очага приводит к уменьшению Zr/Hf индекса, в результате чего последние дифференциаты имеют Zr/Hf отношения <5. Эмпирически Zr/Hf индекс подтверждается для гранитов Рудных гор, Хангилайского массива, гранитам Центрального Казахстана.

Для моделирования процесса мы синтезировали по методике Коржинской В.С. высокогафниевого циркона из ряда циркон-гафнон с соотношением Zr/Hf 5,5/1. И приготовили гаплогранитные составы с постоянным соотношением Na/K=1,63, содержанием SiO₂=84,13 mol.% со значениями коэффициента агпаитности 1 и 1,18. Для составов без фтора были приготовлены гелевые смеси по стандартной методике; составы же с фтором (2 и 4 wt.%) приготавливались из смеси хим.реактивов. Полученные составы переплавлялись при T=1000 °C, p=1kb, (H₂O)=4wt.%.

Полученные цирконы погружались на дно Au ампулы, забивались порошком гранитного состава, и добавлялось (7-9wt.%) воды сверх насыщения. Опыты проводились на установке высокого давления УВД-10000 (ИЭМ РАН) при T=800°C, 1kb, продолжительностью 35-45 сут., с изобарической закалкой. После закалки мы получали прозрачные или матовые стекла, в нижней части которых присутствуют цирконы.

Анализ химического состава кристаллов и расплава проводился при помощи микронзондовой приставки Link INCA ENERGY200 к эл.микроскопу CamScan MV-2300 (ИЭМ РАН). Определение содержаний Zr и Hf проводилось методом вторично-ионной масс-спектрографии на приборе Cameca ims-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН.



Зависимость Zr/Hf отношений в расплаве и кристаллах циркона от содержания фтора в расплаве.

Табл. 1

Значение растворимости (в ppm) Zr и Hf в гранитных расплавах.

K_{agr}	Элемент	Содержание F, вес. %		
		0	2	4
1,00	Zr	466±47 ppm	-	789±79 ppm
	Hf	94±9 ppm	-	136±14 ppm
1,18	Zr	-	16800,5±160 ppm	24400±2440 ppm
	Hf	-	2868±287 ppm	3985±399 ppm

Табл. 2

Значения коэффициентов диффузии ($cm^2/sec.$) для Zr и Hf в гранитном расплаве.

K_{agr}	Элемент	Содержание F, вес. %		
		0	2	4
1	Zr	1,859E-08	-	9,021E-07
	Hf	1,652E-08	-	6,430E-07
1,18	Zr	-	3,973E-10	6,929E-09
	Hf	-	3,483E-10	-

При анализе продуктов опытов было обнаружено, что состав циркона изменился, т.е. в процессе опыта кристаллы переуравновешивались, в одних случаях обогащаясь Zr, в других наоборот. Как видно из рисунка равновесные отношения Zr/Hf для расплава и циркона сильно отличаются в системе без фтора, тогда как в системе с фтором, они равны в пределах ошибки. По имеющимся данным получается, что фтор не способствует накоплению гафния в расплаве, но вместе с тем растворимость Zr и Hf в расплаве увеличивается в

системах с фтором (см. табл. 1). Еще более эффективно на растворимость Zr и Hf оказывает величина коэффициента агпаитности расплава (табл.1).

Кроме того, по имеющимся данным по профилям растворимости цирконов были посчитаны коэффициенты диффузии для циркона и гафния. Данные представлены в табл.2.

Грант РФФИ 01-05-64530.

Литература

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Зельтманн Р., Федькин А.В. - Петрография на рубеже XXI века: итоги перспективы. Второе Всероссийское петрографическое совещание, Сыктывкар, 27-30 июня 2000 г., сс. 47-50.

М.Ю. Корешкова*, Е.С.Богомолов, Л.К.Левский****

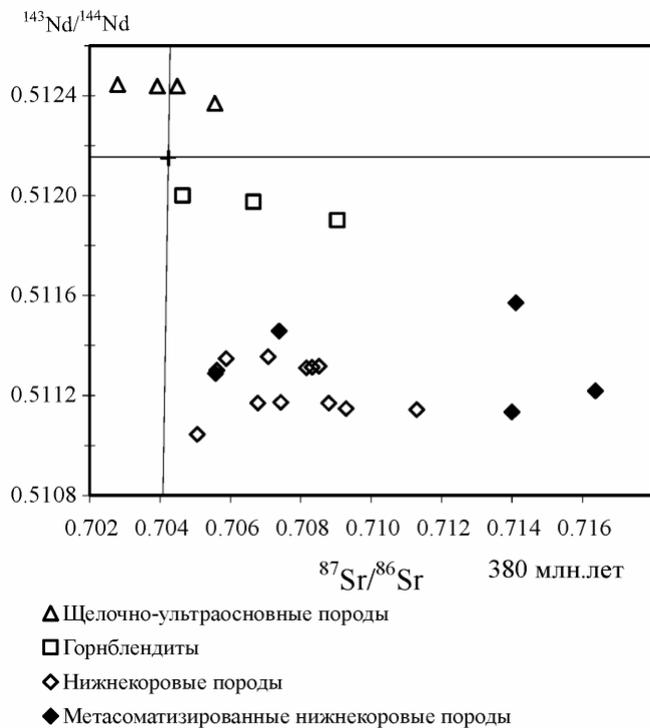
** Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, marina@МК3909.spb.edu*

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

МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ В НИЖНЕЙ КОРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

По данным изучения ксенолитов из щелочно-ультраосновных даек и трубок взрыва в северо-западном Беломорье нижняя кора региона сложена Grt-гранулитами (Grt-CPx-Pl ± OPx, Kfs, Qtz), Grt-вебстеритами (Grt-CPx-OPx ± Qtz) и Grt-клинопироксенидами (эклогитами) (Grt-CPx±Qtz). Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, рутилом, монацитом и цирконом. В переменных количествах во всех типах пород встречаются слюда и амфибол. При появлении этих минералов в породах увеличивается количество акцессорных минералов, возрастают концентрации несовместимых элементов и изменяются их отношения. По составу и морфологии амфиболов и слюд нами выделены две метасоматические ассоциации. В первой ассоциации флогопит и паргаситовая роговая обманка обычно находятся в структурном равновесии с породообразующими минералами. Флогопит и амфибол имеют сходный состав с минералами из ксенолитов Phl-Grt-OPx- и Cpx-Phl-Amph- пород. Во второй ассоциации биотит и железистый паргасит обнаруживают реакционные взаимоотношения с породообразующими минералами или выполняют трещины. Паргасит сходен с амфиболами из ксенолитов горнблендитов.

Горнблендиты имеют магматические структуры, амфиболы в них зональны, и состав их варьирует достаточно широко. Эти породы характеризуются исключительно высокими концентрациями HFS и LIL элементов и имеют низкие Rb/Sr, La/Nb и высокое Zr/Y отношения, что приводит к соответствующим изменениям в составе метасоматизированных гранулитов. Beard et al. (1996) датировали амфиболы и слюды из подобных ксенолитов горнблендитов Ar-Ar методом и получили возраста в диапазоне 386-396 млн лет. Нами исследованы Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы породы в целом, амфибола и апатита для ксенолита горнблендита. Sm-Nd изохрона соответствует возрасту 478±51 млн лет.



Sr-Nd диаграмма для глубинных ксенолитов и вмещающих щелочно-ультраосновных пород

Для гранулитов, содержащих паргаситовую роговую обманку и флогопит, в целом характерны те же особенности состава: увеличение содержаний LRE, HFS и LIL элементов. Их главным отличием являются высокие Rb/Sr и Ba/Sr отношения. Rb-Sr изохрона для нижнекоровых пород региона соответствует возрасту 1,9 млрд лет (Kempton et al., 2001). Однако это значение зависит от положения единственной точки, соответствующей Phl-Grt-OPx-породе.

Разновременность двух этапов метасоматоза следует также из Sr-Nd диаграммы (рис.1). Для позднего этапа метасоматоза есть основания предположить связь с проявлениями щелочного магматизма в регионе. Что касается более ранней метасоматической ассоциации, то пока недостаточно данных для заключения о возрасте и связи с каким-либо проявлением магматической активности в регионе. (Поддержано грантом РФФИ № 03-05-64779).

Литература

- Beard, A.D., Downes, H., Vetrin, V. et al. Lithos. 39 (1996), 93-119.
 Kempton, P.D., Downes, H., Neymark, L.A. et al. J.Petrology. 42 (2001), N 4, 731-763.

А.Р.Котельников*, З.А.Котельникова, Н.И.Сук ***

* *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка,
e-mail: kotelnik@iem.ac.ru*

** *Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва*

СОЛЕВЫЕ СИСТЕМЫ I И II ТИПА И ПЕТРОГЕНЕЗИС ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Для описания процесса рудогенеза важными аспектами являются механизм концентрации рудного вещества и способ обособления его от алюмосиликатного расплава. Ранее было показано, что эффективным концентратором рудных элементов является высококонцентрированная водно-солевая фаза, которая при определенных условиях может отделяться от алюмосиликатного расплава в процессе возникновения жидкостной несмесимости. К настоящему времени экспериментально доказано существование жидкостной несмесимости в силикатно-солевых системах. Выявлено, что разные соли обладают различной способностью к экстракции рудных компонентов. Коэффициенты распределения рудных элементов (Zn, Pb, Cu, La, Ce, W, Mo) при 800-1200°C варьируют от 2 до 100 (в пользу солевого расплава). На постмагматическом этапе солевые фазы ведут себя по-разному (в зависимости от типа фазовой диаграммы). Существует два основных типа водно-солевых систем: системы I-го и II-го типов. Эти типы систем различаются по температурной зависимости растворимости соли и по относительному положению критических кривых и кривых двух- и трех- фазных равновесий. Первый тип водно-солевых систем характеризуется: (1) положительным температурным коэффициентом растворимости: при повышении температуры растворимость соли увеличивается, (2) критическая кривая системы (соединяющая в РТ- пространстве критические точки воды и соли) не пересекается с кривой растворимости. Второй тип водно-солевых систем характеризуется: (1) отрицательной температурной зависимостью растворимости соли - с повышением температуры растворимость соли в воде уменьшается, (2) критическая кривая системы пересекает кривую трехфазного равновесия, следовательно, в насыщенных растворах возможны критические явления. Растворы солей I-го типа (NaCl, KCl, KF и др.) не могут эффективно накапливать и отлагать рудное вещество. Особенности фазовых отношений для солей II-го типа (NaF, LiF, Na₂Si₂O₅, Na₂CO₃, Na₂SO₄ и др.) позволяют считать эти соли оптимальной средой (фазой) для процессов концентрирования, транспортировки и отложения рудных компонентов при смене ТРХ- параметров минералогенеза.

Эти процессы могли играть определяющую роль в генезисе Ловозерского щелочного массива, который характеризуется высокими концентрациями солей I-го и II-го типов (NaCl, NaF, Na₂Si₂O₅, Na₂CO₃, Na₂SO₄ и др.) в минералообразующем флюиде. Большая часть этих флюидов может быть ответственна за процессы жидкостной несмесимости при образовании дифференцированного комплекса Ловозерского массива с сопутствующими процессами накопления и отложения рудного вещества. (*Гранты РФФИ № 01-05-64839, 03-05-65027, 03-05-64992*).

А.Р.Котельников*, Н.И.Сук*, А.М.Ковальский*, З.А.Котельникова**

* *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка*

e-mail: kotelnik@iem.ac.ru

** *Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва*

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МИНЕРАЛОГЕНЕЗА ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Щелочные магматические комплексы характеризуются высокой флюидонасыщенностью исходной магмы. При формировании Ловозерского массива в качестве солей-минерализаторов выявлены NaCl, NaF, Na₂SO₄, Na₂CO₃, Na₃PO₄. Для характеристики флюидного режима при петрогенезе Ловозерского щелочного массива целесообразно использовать минералы - индикаторы состава флюидов, одним из которых является содалит. Широкое развитие анионных изоморфных замещений и относительная распространенность содалит-содержащих парагенезисов позволяет рассматривать содалит как весьма перспективный минерал для оценок температуры и флюидного режима минералогенеза.

Ранее нами было показано, что устойчивость хлор-содалита при различной температуре зависит от концентрации NaCl в растворе. Поскольку важную роль в минералообразующем флюиде играет также сера, было выполнено: (1) исследование поля устойчивости сульфат-содалита (нозеана) в зависимости от температуры и концентрации Na₂SO₄ в растворе (при P=2 кбар); (2) изучение анионного изоморфизма в ряду бинарных твердых растворов содалит - нозеан; (3) изучение распределения серы между содалитом и гидротермальным флюидом.

Экспериментально было показано, что нозеан устойчив при следующих концентрациях Na₂SO₄ в минералообразующем флюиде: $\geq 2 \text{ мас.}\%$ (600°C), $\geq 1 \text{ мас.}\%$ (700°C) и $\geq 5 \text{ мас.}\%$ (800°C). На основе данных по стабильности хлор-содалита и нозеана в зависимости от температуры и концентрации соли в растворе рассчитана зависимость для оценки минимальной солёности минералообразующего раствора:

$$c (\text{мас.}\%) = (255 - 214.3 * X) + (-330 + 270 * X) * (1000/T) + (107.4 - 85 * X) * (1000/T)^2; \quad (1)$$

где X - мольная доля серы в содалите; $X = S/(Cl+S)$; T - абсолютная температура, К.

Синтез твердых растворов (Cl¹⁻, SO₄²⁻)-содалитов, проведенных при различной температуре, показал, что существует обширная область несмесимости твердых растворов содалит – нозеан при температуре 300-750°C. На основе температурной зависимости составов сосуществующих содалитов было выведено уравнение для оценки температуры минералогенеза:

$$t^\circ\text{C} = \{10^3 / [1.521 - 0.5688 * (\ln K) + 0.13405 * (\ln K)^2]\} - 273; \quad \text{где } K = (X_S^{\text{S-Sod}}) / (X_S^{\text{Cl-Sod}}). \quad (2)$$

Изучение распределения хлора и серы между содалитом и флюидом показало, что сера обогащает содалит относительно равновесного флюида почти во всем интервале составов. При этом с повышением мольной доли серы в содалите коэффициент распределения увеличивается. Обнаружена температурная зависимость распределения серы между содалитом и флюидом:

$$X_S^{\text{fl}} = 1 / \{ \exp[(-4.19 + 0.0067 * T + (-3.12 + 0.0296 * T - 0.0000243 * T^2) * X)] * [(1-X)/X] + 1 \}. \quad (3)$$

С целью реконструкции условий формирования Ловозерского щелочного массива исследован ряд образцов содалитовых нефелиновых сиенитов, температуры образования которых, оцененные по различным (в том числе и по содалитовому) минеральным геотермометрам, варьируют в диапазоне от 930 до 400°С, что отражает различные стадии процесса. На основе данных о составах содалитов и температур их образования (по уравнениям 1 и 3) оценены соленость минералообразующего флюида, которая достигала ~50 мас.%, и мольная доля серы в минералообразующем флюиде, которая варьировала от 0.01 до 0.12. Показано, что состав флюидов менялся от высоко- до низкоконцентрированных растворов солей. При высоких температурах для данного солевого состава характерно существование жидкостной несмесимости во флюиде. С понижением температуры до 400°С связано увеличение щелочности минералообразующих флюидов, на что указывают находки гидросодалитов, устойчивых только при высоких концентрациях NaOH ($\geq 20\%$).
(Гранты РФФИ № 01-05-64839, 03-05-65027, 03-05-64992).

С.М.Кравченко

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, svet@igem.ru*

ГИГАНТСКИЕ КАРБОНАТИТ-НЕФЕЛИНСИЕНИТОВЫЕ МАССИВЫ (ТОМТОР, ХИБИНЫ, ЛОВОЗЕРО): ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

На Земле существует лишь около полутора десятков щелочных массивов-гигантов, но с ними связано месторождений металлов половины Менделеевской таблицы (Хомяков, 1990). Для карбонатит-нефелинсиенитовых гигантов характерным является, естественно, их большая площадь и, по-видимому, относительно длительная кристаллизация.

Гистограмма распределения площадей выходов щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов (выборка из 100 массивов) свидетельствует о том, что площади выходов большинства массивов менее 80 кв. км. и что между ними и площадями выходов массивов-гигантов (более 250 кв. км) имеется разрыв.

Зависимость времени кристаллизации массивов (и их магматических камер) от их размеров описывается формулой $\lg R = 0,5 \lg T + \lg M$, (Любов, 1975), где R - ширина закристаллизованной части слитка (у металлургов) или радиус массива, T - время кристаллизации и M - коэффициент затвердевания, зависящий от многих технологических причин. Однако для решения геологических проблем эта формула, экспериментально подтвержденная с точностью 1-20% "более чем удовлетворительна" (Шарапов, Черепанов 1986). Время кристаллизации массивов обычных размеров может отличаться от времени кристаллизации массивов-гигантов на 2-4 порядка

Особенностью массивов-гигантов является сложение их в результате интенсивной кристаллизационной дифференциации анхизтектическими нефелиновыми и щелочными сиенитами и появление магматических минералов редких и редкоземельных элементов, - эвдиалита, лопарита, лампрофиллита и

других, и уникальное обилие минеральных фаз (в Хибинах и Ловозере известно более 500 минералов, из которых более 100 являются новыми).

С массивами-гигантами связаны крупнейшие месторождения редких и редкоземельных элементов и фосфора. Установлено, что массив-гигант Томтор приурочен к четверному сочленению верхнемантийных конвективных ячеек (Хаин, Кравченко, 1999). В истории формирования массивов-гигантов, производных метасоматизированной верхней мантии, сочетается несколько благоприятных факторов, в частности, высокая растворяющая способность исходных щелочно-ультраосновных родоначальных магм, что подтверждено экспериментально (Когарко и др. 1981, 1988, Watson, 1982).

Масштаб ниобиевого оруденения, для карбонатитовых комплексов, коррелируется с их геологическими особенностями, - с соотношением пород в их составе, типом вмещающих пород и с абсолютной величиной массивов (Кравченко, 1996). Все эти массивы прошли вулканическую стадию и, по существу, являются субвулканами. Так, в Томторе сохранилась мощная вулканическая серия, преимущественно лампроитового состава (Кравченко, 2002), а в Хибинах и Ловозере остатки лав сохранились в тектонических клиньях.

Кристаллизация пород и руд массивов-гигантов происходила в близповерхностных магматических камерах в режиме фракционной кристаллизации, причем многие процессы кристаллизации описываются моделью Рэлея (закрытая система, примерно постоянные комбинированные коэффициенты распределения компонентов). Изменение состава апатита в Хибинском апатитовом комплексе описывается этой моделью, и для ийолит-уртитового апатитоносного комплекса можно в любом участке рассчитать глубину залегания рудного тела. Логарифмы концентраций REE, Ti, Nb, Th, Ta, Sm в лопарите Ловозера в зависимости от положения в разрезе содержащих лопарит пород прямо пропорциональны логарифму индекса дифференциации. Отсюда следует их линейные соотношения на бинарных логарифмических графиках: $\lg Th = 1,28 \lg Nb + 0,421$, $\lg Th = -\lg 2,99 REE + 7,07$, $\lg Ta = \lg Nb + 0,093$, $\lg Ti = 0,331 \lg Nb + 38,21$. Хибиниты варьируют по составу при фракционной кристаллизации, которая описывается формулой, учитывающей высокую обратную корреляцию магния и алюминия: $\lg MgO = -0,14 \lg Al_2O_3 + 31$.

Акцессорные минералы Хибинского массива являются индикаторами генезиса (магматического или метасоматического), принадлежности пород к единой серии и их относительной щелочности. Так как Хибинские магматические нефелиновые сиениты являются либо натровыми (хибиниты, лявочорриты, фойяиты) либо калиевыми (рисчорриты, связанные постепенными переходами с ийолит-уртитовой серией), то акцессорные минералы этих двух серий изменяют состав REE различно. В натровой, хибинитовой серии изменение состава редких земель эвдиалита описывается уравнением $\lg Ce = 0,96 \lg Nd + 0,034$, апатита - уравнением $\lg Ce = 1,14 \lg Nd + 0,085$, сфена - уравнением $\lg Ce = 0,86 \lg Nd + 0,016$. В калиевой, ийолит-уртит - рисчорритовой серии изменение состава редких земель описывается для эвдиалита уравнением $\lg Ce = 0,96 \lg Nd + 0,038$; для апатита - уравнением $\lg Ce = 0,86 \lg Nd + 0,073$; для сфена - уравнением $\lg Ce = 0,84 \lg Nd + 0,032$.

Апатит, сфен и эвдиалит ийолит-уртит-рисчорритовой серии, судя по характеру фракционирования с учетом принципа кислотно-основного

взаимодействия компонентов Д.С.Коржинского, кристаллизовались в менее щелочной среде, по сравнению с минералами хибинитовой серии.

Так как в Томторском массиве наиболее богатые уникальные пироклор-монацитовые руды приурочены к переотложенным в озерных впадинах метасоматически измененным вулканит-карбонатитовым образованиям, а в Хибинах и Ловозере верхние части массивов срезаны пришедшим с северо-запада ледником, то можно предположить, что аналогичные редкометалльные руды могут быть захоронены в отложениях озер, окружающих Хибины и Ловозеро. *Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 02-05-64904.*

Литература

Когарко Л.Н., Петрова Е.Н., Вентурелли Ж.П. // ДАН. 1982.т. 261, N3, с. 1430-1432.

Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Н., Кригман Л.Д. Условия концентрирования циркония в магматических процессах. М.: Наука, 1988, 121с.

Кравченко С.М. ДАН. 1996, т.351, n1, с.99-102. Кравченко С.М. Докл. РАН. 2002, т.386, N3, с.362-367.

Любов Б.Я. Кристаллизация в больших объемах. М.: Металлургиздат. 1975, 325 с.

Хаин В.Е., Кравченко С.М. Вестник МГУ, 1999, № 6, с. 3-16.

Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых пород. М.: Наука. 1990, 196 с.

Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. Новосибирск: Наука, 1986. 190с.

Watson E.B.// Earth and Planet. Sci. Lett. 1980, V.50, p.322-335.

С.Г. Кривдик

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев
E-mail: igtmf@mail.kar.net*

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит (УЩ) – уникальная провинция протерозойского (1,7-2,1 млрд.л) щелочного магматизма. Здесь выявлено около 40 массивов и проявлений этих пород. В то же время фанерозойские (палеозойские) щелочные породы в это регионе имеют ограниченное распространение, где они достоверно известны только в Приазовской (краевой) части УЩ. Щелочные породы УЩ относятся к двум формациям щелочно-ультраосновной (карбонатитовой) и габбро-сиенитовой. Ограниченное распространение имеют щелочные граниты (протерозойские) и их дайковые аналоги (палеозойские грорудиты), но формационная принадлежность этих пород окончательно не выяснена.

В последние годы выявлены весьма отличительные геохимические особенности щелочных пород УЩ в зависимости от их геологического положения в этом регионе. Так, в преобладающем большинстве массивов и проявлений из Приазовской и Центральной части УЩ щелочные породы обладают "характерным" для этих пород спектром редких элементов, т.е. высоким содержанием Nb, Zr, Ce, Sr и др.. К тому же меланократовые их

разновидности (щелочные и субщелочные перидотиты и габброиды) имеют высокие содержания титана.

В то же время недавно открытые щелочные породы в западной и юго-западной частях УЩ (Проскуровский, Антоновский массивы, Городницкое и ряд других мелких проявлений мельтейгит-якупирангитов, породы пироксенит-шонкинит-сиенитовой серии) отличаются необычно низким содержанием Nb, Zr, а также Ti (при повышенных или умеренных Ce, Sr, Ba). В этом же районе известны также специфические габброиды с низким титаном при довольно высоком (рудные концентрации) содержанием фосфора (Голосковское проявление).

На фоне такой общей региональной геохимической неоднородности щелочных пород УЩ в этом регионе наблюдаются также некоторые локальные ее проявления. Так, например, в Приазовье среди палеозойских щелочных пород имеются как "обычные" с высокой концентрацией симптоматических редких элементов (Покрово-Киреевский массив), так и с неожиданно низким их содержанием (массивы Зирка, Приморский). Известные протерозойские щелочные породы этой части УЩ (Октябрьский, Черниговский массивы) характеризуются высокими и Nb, Zr, PЗЭ. С этими массивами связаны месторождения названных редких элементов и фосфора (карбонатиты, мариуполиты, альбититы). Однако недавно открытые здесь калиевые перидотиты, которые мы рассматриваем как интрузивные аналоги лампроитов (трубка "Мрия", с. Коларовка), имеет очень низкое содержание Nb, Zr, и Ti.

Причины установленных общей региональной и локальных геохимических неоднородностей щелочных пород УЩ в настоящее время не выяснены. Частично это может быть связано с выплавкой их из предварительно деплетированной мантии. Такое явление могло иметь место в Приазовье, где в протерозое генерировались преимущественно богатые редкими элементами щелочные магмы, а в палеозое – обедненные. Для объяснения общей региональной неоднородности автор привлекает известную гипотезу о зависимости состава мантийных магм от геотектонической обстановки. Так обогащенные редкими элементами и титаном щелочные расплавы возникали во внутриплатформенных рифтогенных условиях, в то же время бедные Ti и Nb мантийные щелочные (и базитовые) расплавы были приурочены к областям сжатия (вероятно, коллизионных ареалах). Таким образом, в пределах УЩ на геохимическом уровне проявляется сходство протерозойского и фанерозойского, щелочного магматизма приуроченного к различным геодинамическим обстановкам.

А.Л.Кулаковский

Институт физики Земли РАН, Москва. E-mail: akulakovskij@mail.ru

ХИБИНСКО-ЛОВОЗЕРСКАЯ ДВУЯДЕРНАЯ ВИХРЕВАЯ СТРУКТУРА: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ В ДОКЕМБРИИ И ПАЛЕОЗОЕ

Хибинский и Ловозерский массивы расположены в остром углу сходящихся к западу разломов двух региональных систем: субширотной и юго-восточной ориентировки. У разломов обеих систем на геологических картах и космоснимкам можно заметить ясный левосдвиговый рисунок подворотов геологических границ и структурных линий (рисунок). Однако, самые ранние из документированных движений по разломам данных систем имеют иной характер – судя по структуре пород Имандра-Варзугской серии в Прихибинье, деформация главной стадии раннекарельского этапа отличалась правосдвигово-взбросовым типом движений, в результате которых и была сформирована разломно-чешуйчатая моноклираль Имандра-Варзугской зоны.

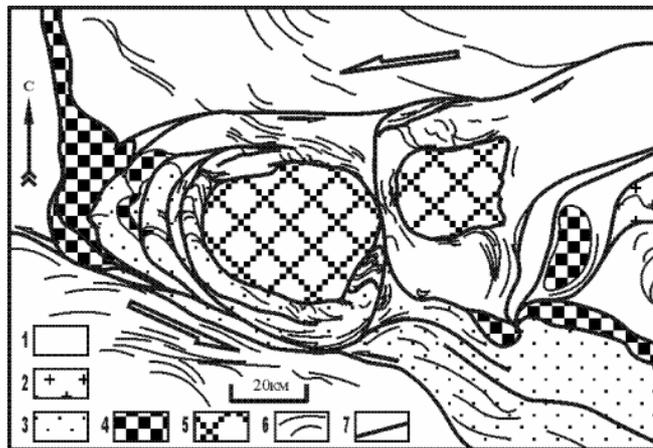


Рисунок: 1-2 - архей (1- гнейсы и мигматиты, 2- «щелочные граниты»); 3-4 – ранний протерозой (3- метавулканы серии Имандра-Варзуга, 4- интрузии основных и ультраосновных пород); 5- породы Хибинского и Ловозерского массивов; 6- простирающие породы; 7- основные сдвиги

Инверсия кинематики относится, по-видимому, к поздней стадии раннекарельского этапа деформации. И именно деформация этой поздней стадии – левосдвиговые, по преимуществу движения - предопределила становление Хибинского и Ловозерского массивов. Следы этой деформации запечатлены в структурах и микроструктурах пород экзоконтактовых зон обоих щелочных массивов.

Соотношение контактов массивов с вмещающими породами имеет ярко выраженный двойственный характер. В масштабе образца, небольшого обнажения контакт нефелиновых сиенитов нередко оказывается секущим относительно плоскостных структур вмещающих пород. В то же время в более мелком масштабе (“on a map scale”) вблизи контактов массивов, как правило, наблюдается согласное или субсогласное контактам залегание вмещающих

пород, даже если на удалении простираение последних ориентировано резко несогласно к линии контакта. То есть в последнем случае с приближением к контакту происходит изменение (поворот) залегания вмещающих пород. Весьма примечательно, что практически везде по периметру массивов эти 'повороты' (присдвиговые цилиндрические или конические складки с субвертикальными осями) имеют левосдвиговой рисунок.

Отсюда можно было бы сделать вывод, что оба щелочных массива претерпели вращение (по часовой стрелке) относительно вмещающих пород. Однако, наблюдаемые в крупном масштабе секущие взаимоотношения пород массивов с вмещающими породами однозначно свидетельствуют о более позднем, нежели формирование «структуры экзоконтактных поворотов», становлении щелочных пород. Следовательно, оба массива только наследуют позицию двух блоков – «ядер», вращение которых обусловлено левосдвиговыми деформациями завершающего стадии раннекарельской орогении. Подобного типа двудерные вихревые структуры (с приуроченными к ядрам интрузиями или без оных), генетически связанные со сдвигами, повидимому, довольно обычны (Zeng, 1990).

Однако, структурная позиция Хибинского и Ловозерского массивов контролируется не самими «ядрами» раннепротерозойской вихревой структуры, но структурами совершенно иного типа, возникшими на месте этих ядер в палеозое - коническими зонами скалывания (Кулаковский, 1997). Эта сколовая деформация непосредственно предшествовала и, видимо, частично перекрывалась во времени со становлением щелочных комплексов.

Литература

Кулаковский А.Л. Структурные парагенезы и их ансамбли, М., ГЕОС, 1997, С. 77-78. Zeng Z. X. Acta Geol. Sinica, 1990, V.64, N2, PP 106-119.

В.С.Куликов *, **В.В.Куликова ****, **Я.В.Бычкова *****, **А.И.Зудин ******

*Карельский научный центр РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kulikov@krc.karelia.ru

**Институт геологии Карельского НЦ РАН, г.Петрозаводск,

e-mail: vkulikova@onego.ru

***Геологический факультет МГУ, г. Москва, e-mail: bychkov@geol.msu.ru

****ООО "Природа", пос. Савинский, Архангельская обл., e-mail: Zudin@geo.atnet.ru

ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС – ГЛАВНЫЙ СУМИЙСКИЙ (ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ) РИФТ ЮВ ФЕННОСКАНДИИ

В палеопротерозое мафит-ультрамафитовый магматизм проявлялся *циклически*: в сумии (2.5 – 2.40 Ga), ятулии (2.3 – 2.1 Ga), людикувии (2.1 – 1.9 Ga) и вепсии (1.85 – 1.75 Ga), что на основании исследований авторов соответствует апогалактикам четырех галактических лет или периодам (сидерий, рясий, орозирий, статерий) по шкале МПСД (Куликова, Куликов, 1997; 2000), а также увязывается с уточненной стратиграфической схемой Карелии (МСК, 2002). Палеорифт Ветреный Пояс, расположенный к СВ от раннеархейского Водлозерского блока и секущий верхнеархейский Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс ("рифт в рифте"), по своим современным размерам (более 250 км), объему, отчетливо линейной форме

и установленному возрасту (2.45 – 2.35 Ga). (Пухтель и др., 1991; Puchtel et al., 1996; 1997; 2001) остается главной сумийской (палеопротерозойской) структурой на ЮВ Фенноскандии. Сумийский (2.5-2.4 млрд.лет) возраст свиты Ветреный Пояс, которая ранее традиционно считалась людиковийской (суйсарской), нашел отражение на впервые созданной международным коллективом при участии одного из авторов (В.С.Куликов) Геологической карты Фенноскандинавского щита м-ба 1:2000 000 (Хельсинки, 2001). Реликт палеорифта - кряж Ветреный Пояс состоит из цепи хорошо обнаженных отдельных гор, сопряженно переходящих одна в другую: Голец, Челпан, Шапочка, г. Высокая, Шуйгора, Оловгора, Б. и М. Левгоры, Овинишная, Мяндуха и др. Он прослеживается на ЮВ геофизическими методами под платформенными образованиями на многие км. В ЮЗ борту палеорифта отмечена вулканическая активизация в виде появления отдельных очагов (вулканов) коматиитовых (Киричская, Лумбасручейская структуры) иногда сильно контаминированных кислым материалом расплавов (Красная Речка), а также проявления кислого вулканизма (Лехтинская и др. структуры).

Наиболее ярким представителем магматической системы палеорифта является вулcano - плутоническая коматиит - базальтовая ассоциация, сформированная под воздействием мантийного плюма, центр которого располагался, очевидно, в пределах Ветреного Пояса. Сохранившееся лавовое плато, площадью более 5 тыс. кв. км при мощности около 4 км, на современном эрозионном срезе делится на три сектора: западный (Гольцовский) центральный (Левгорский) и восточный (Синегорский). На юго-восточной оконечности кряжа (плато Синегорье) впервые составлен сводный разрез на основании базовых блоков (гор), которые отличаются наибольшей обнаженностью и представительными петрохимическими данными (с ЮВ на СЗ): Мяндуха, Унакса, Важозеро, Лебязья, Чароса, Овинишная (Куликов и др., 2002). Мощность свиты Ветреный Пояс, оцененный по геофизическим данным по глубинному профилю ГСЗ Кипозеро – Телза составляет около 4 км (Земная кора ..., 1978), что сопоставимо с полученными результатами в 3.4 км. При рассмотрении сводного разреза выделены особенности: а) разрез характеризуется постоянством петрографического и химического состава, соответствующего коматиитовому базальту; б) наиболее низкие два покрова имеют более кислый ($\text{SiO}_2 = 51 - 52.6\%$) и наименее магнезиальный ($\text{MgO} = 10 - 12\%$) состав по сравнению с другими частями разреза ($\text{MgO} = 15 - 18\%$); в) в средней части разреза отмечаются дифференцированные тела с оливиновыми кумулатами в основании и пироксеновыми или плагиопироксеновыми – в средней и верхней части; г) степень метаморфизма коматиитовых базальтов не превышает цеолитовой субфации, но в зонах разломов достигает биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Под влиянием плюма и его отдельных струй в зонах трансформных разломов внедрялись крупные интрузивы: Бураковско-Аганозерский площадью до 700 кв. км, соизмеримый с ним Кийостровский в Онежском заливе Белого моря и более мелкие тела: силлы (80 %), дайки (до 10 %) и др. (Монастырский, Мельничный и др.). Они обычно дифференцированы: в подошве развиты оливиновые и оливин - пироксеновые кумулаты, а в кровле – долериты и габброиды, иногда кварцсодержащие и габбро-пегматиты.

Причины формирования палеорифта дискуссионны. Возможно, он является частью трансконтинентального Лавразийского палеорифта, который соизмерим с современной внутриплитной Гавайской островной дугой как по протяженности –

более 10 тыс. км, так и по положению и размерам отдельных вулканов (на территории Фенноскандии с ЮВ на СЗ): Гавайи – Синегорье; Мауи – Б.Левгора (Кийостровский интрузив); Безымянный – Голец; Ояку – Лехта (Имандра-Варзуга - ?); Кауайя – интрузивы С.Карелии (Кивакка и др.); Ниhoa - Карасйок.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ – грант 02-05-65162

В.В.Куликова

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г.Петрозаводск,

e-mail: vkulikova@onego.ru

ВОЗМОЖЕН ЛИ ЩЕЛОЧНОЙ ОСНОВНОЙ – УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАГМАТИЗМ НА ЮВ ФЕННОСКАНДИИ?

ЮВ Фенноскандии традиционно рассматривался как регион развития коматиитового и толеит - пикритового магматизма, а щелочной уклон и повышенное содержание FeO' в магматитах должно бы характеризовать их специфический пикритовый состав с повышенным содержанием титаномагнетита и ильменита. Традиционно в основу петрохимических исследований подобных пород кладутся сумма щелочей и специфика породообразующих минералов. С.В.Ефремова отмечает, что “терминологическая комиссия в 1981 г. при анализе щелочных пород не выделяла их в самостоятельные поля, но предлагала разделение по SiO₂ с вертикальными границами по наличию в породе фельдшпатоидов и щелочных пироксенов и амфиболов, чтобы отразить область перекрытия щелочных и умеренно-щелочных пород и привлекать при их выделении количественно-минеральные и другие признаки” (Петрохимические..., 2001, с.7). Щелочная серия основных – ультраосновных магматитов (кимберлит-меймечитовая) на классификационной диаграмме - lg ATM (Al₂O₃/TiO₂) - lg MgO (Петрохимические..., 2001) представлена рядом пород (от ультраосновных к кислым): 1) меймечиты; 2) нефелиниты - кимберлиты (лампрофиры) - карбонатиты; 3) гавайиты; 4) сиениты (трахиты); 5) аляскиты, который образует устойчивую ассоциацию точек составов, объединенных в сближенные тренды.

“Кимозерские кимберлиты”обнажаются на участке Кимозеро к востоку от губы Святуха в Заонежье (Медвежьегорский район Республики Карелия) (Ушков, 2001). Основные типы пород этого участка близки к “типовым кимберлитам” (Куликов и др., 2002 и др.). Центральная часть тела кимберлитов характеризуется кимберлитовой брекчией с обломками размеров до 5 см и включениями глубинных ультрамафитов, в которых до 10% флогопита (размеры пластинок до 1 см) и псевдоморфозы серпентин - карбонатной массы по оливину. Компанией “Эштон Майнинг Лимитед” в кимберлитах определен хромит с повышенным содержанием MgO, пироп группы G-9, а также выделено более 100 зерен алмаза размером 1-2 мм (Ушков, 2001). Вмещающие породы представлены долеритами, чередующимися с горизонтами тремолит-карбонатных пород с переменным количеством углеродистого вещества и Sm-Nd возраст которых составляет 1764±125 Ma (Ушков, 2001). Содержание щелочей в них составляет в среднем 3 - 5%.

Подобные долериты на юго-западном берегу Онежского озера слагают “многоэтажный” силл, прослеживаемый от Вознесенья до Голодай-горы на расстояние в несколько десятков км. Возраст сиенитов, секущих долериты в районе Шелтозеро-Рыбрека, которые по TAS-диаграмме относятся к толеитовым базальтам, а по АТМ – MgO – к исландитам, составляет 1741 ± 56 Ma (данные И.С.Пухтеля). Близки по составу к этим породам лавы района Сундозеро-Пальеозеро Ц. Карелии на участках “Гирвасский вулкан”, “Каньон” и “Поор-порог” р. Суны, а также и силлы (Койкарско-Святнаволоцкий, Пудожгорский и др.). Лавы Гирвасского вулкана вверх по разрезу на диаграмме TAS образуют ряд: фонолиты – базаниты – щелочные оливиновые базальты – трахибазальты, а по АТМ-MgO относятся к гавайитам – исландитам. На участке “Каньон” р.Суны возраст наиболее ранних пород определен как 1976 ± 9 Ma (данные И.С.Пухтеля). Возраст гидротермалитов, прорабатывающих лавы составляет 1593 ± 24 Ma (валовая проба и кальцит, турмалин, эпидот и амфибол) и 1602 ± 148 млн. лет (с добавлением сульфида и апатита) при сходной величине ($\epsilon\text{Nd}(T) = +0.3 \pm 1.2$) (данные И.С. Пухтеля, Майнц, 1998 г.) (Куликов и др., 2002).

Сопоставление перечисленных магматитов с вулканитами Исландии (Геншафт, Салтыковский, 1999 и др.) показывает близость их химического и минерального составов, особенности метаморфических преобразований. Это позволяет высказать предположение, что, по крайней мере, только 125 млн. лет назад территория Фенноскандии сместилась к востоку от палео-Исландского долгоживущего плюма, формирующего пикритовые и, вероятно, кимберлитовые расплавы на глубинах не менее 205 км.

Кимберлиты, по определению, - богатая летучими калиевая ультраосновная магматическая порода, встречающаяся в виде небольших вулканических трубок, даек и силлов (Джейкс и др., 1989). На диаграмме их составы из разных регионов мира образуют поле с АТМ < нефелинитов, но > карбонатитов, располагающихся в интервале их содержаний MgO = 3-14% и до настоящего времени не имеют четкого определения (Геохимия магматизма, 1982; Кимберлиты и..,1986; Соболев, 1989; Кимберлиты и..,1994 и др.). Они отличаются от меймечитов высоким содержанием магматического кальцита (Жогарко, Рябчиков, 1995), который в карбонатитах становится главным. Вопрос о происхождении алмазов остается открытым, а многочисленные точки зрения свидетельствуют о полигенезе природных алмазов как вследствие различных источников их нахождения, так и реализации различных механизмов нахождения (Чепуров и др., 1998). Вероятно, правомерно предположение о возникновении алмазов в результате метеоритного удара с формированием “Онежской астроблемы” в вепсийское время, хотя возможны и другие варианты, поскольку долгоживущие мантийные тектонические события ответственны и за современную сейсмическую активность рассматриваемого региона.

Э.А.Ланда

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: nrs@mail.wplus.net

ПРОБЛЕМА ЗОНАЛЬНОСТИ МАССИВОВ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ

Концентрически-кольцевое зональное строение – специфическая черта массивов щелочных ультрамафитов и карбонатитов. Крайнее её выражение – массивы с зональностью центрипетальной (карбонатиты в центре, силикатные породы в гомодромной последовательности на периферии) и зональностью центрифугальной (оливиниты в центре, прочие породы – антидромно, ближе к периферии). Реалистическое объяснение возникновения этих типов зональности возможно в рамках предположения о связанном характере внедрения пород массивов в единой магматической колонне (Ланда, 1975). Особенности наблюдаемого состава массивов зависят не столько от величины эрозионного среза (существенно карбонатитовые и существенно оливинитовые интрузивы могут располагаться на одном его уровне), сколько от особенностей исходных магматических систем (Ельянов, Моралев, 1972, Ланда, 1975). Массивы с центрифугальной зональностью формировались из расплавов, близких первичным мантийным выплавкам типа нефелиновых пикритов, а массивы с центрипетальной зональностью – из расплавов, прошедших более продвинутую глубинную дифференциацию и представленных карбонатитовой и нефелинитовой (мельтейгитовой) магмами.

Образование массивов с центрипетальной зональностью объясняет модель сегрегации движущихся жидкостей в трубообразном канале (Ланда, 1980). На границе двух вязких несмешивающихся жидкостей (в рассматриваемом случае карбонатной и силикатной) выполняются условие (а) $p = \text{const}$ (p – давление). Поскольку жидкости движутся, то для границы раздела в соответствии с уравнением Бернулли: $p + \rho v^2/2 = \text{const}$ (Кочин и др., 1948) и равенством (а.): $v = \text{const}$ (ρ – плотность жидкости на границе раздела, v – скорость движения границы раздела). Отсюда граница раздела двух движущихся жидкостей должна представлять собой цилиндрическую поверхность, симметричную по отношению к оси канала и ограничением» трубопровода. При этом, исходя из стремления к равенству: $\rho_1 v_1 = \rho_2 v_2$ (ρ_1, ρ_2 – вязкости жидкостей), жидкость с меньшей вязкостью должна располагаться в центральной части канала, а жидкость с большей вязкостью на его периферии. Условием эффективности подобного разделения является близость плотностей несмешивающихся фаз при заметной разности их вязкостей.

Вязкость карбонатной жидкости очень мала. По данным эксперимента она близка вязкости горячего глицерина, т.е. менее 1-го пуаза. Вязкость нефелинпироксенового (мельтейгитового) расплава, определенная по методу И.Боттинга и Д.Вейла (Bottinga, Weil, 1970), заметно больше (десятки пуаз). В то же время: плотности соответствующих магм при $T < 1300^\circ\text{C}$ различаются незначительно: карбонатитовая - имеет плотность - $2,4 \text{ г/см}^3$, мельтейгитовая - $2,5 \text{ г/см}^3$.

Следовательно при движении магм в канале они должны были сегрегировать и в результате карбонатиты располагались в центральной части массива, а силикатные породы - по его периферии с цилиндрической границей раздела.

Образование массивов с центрифугальной зональностью может быть объяснено моделью, предполагающей дифференциации движущейся жидкости в вертикальном канале при большом давлении в осевой части канала. Как показывают геологические наблюдения, внедрение щелочно-ультрамафитовых интрузивов, представляло собой напорный диапировый процесс, приводивший к задиранию вмещающих пород и образованию куполовидных околоинтрузивных структур. Согласно расчетам необходимое для этого интрузивное давление с учетом большой механической прочности вмещающих пород (например кварцитопесчаников мукунской серии в контакте с массивом Маган, Маймеча-Котуйская провинция) составляло не менее 1,6 - 3 кбар., Можно предполагать, что мощное воздействие на вмещающие породы магматическая колонна оказывала и на большей глубине при движении через литосферную оболочку. При этом было вероятно, как ранее предполагалось К.Чапменом (Chapman, 1966), образование над колонной своего рода пробки, ограниченной кольцевым цилиндрическим разломом. В подобной ситуации давление под пробкой, особенно под её центральной частью, должно было быть больше, чем на периферии канала. Влияние относительно холодных литосферных пород обуславливало начало кристаллизации в верхней части колонны, которая с учетом неравенства давления начиналась в осевой части канала, где из расплава нефелинового пикрита выделялись оливин и сопутствующий ему титаномагнетит. Появление кристаллов увеличивало плотность и вязкость в осевой части канала. Вязкость может быть оценена по формуле Гатчека (Бретшнейдер, 1966): $\gamma_1 = \gamma_2 / (1 - f)^{1/3}$, где γ_1 - вязкость смеси кристаллов и жидкости, γ_2 - вязкость жидкости, f - относительная доля твердой фазы. В дальнейшем оливиновая (оливинитовая) сегрегация сама могла играть роль пробки, тормозящей движение в колонне и обеспечивающей большее давление в её осевой части. Вероятность образования вязко - плотной обособленной области в магмах, своего рода пробки, ранее была обоснована Х. Хессом (Hess, 1960). Согласно уравнению Бернулли (Кочин и др., 1948), давление в такого рода области выше, чем в прилегающей жидкости, и интерстициальный расплав должен из неё выжиматься, а суспензия превращаться в породу (оливинит). В некоторых случаях, возможно при замедлении движения магмы оливинитовая пробка перекрывала всё сечение канала. Так могли возникнуть массивы типа Бор - Уряха. (Маймеча-Котуйская провинция) Изменение условий вело к разрушению пробки и формированию массивов, в которых оливиниты присутствуют в виде блоков - ксенолитов в мелилитовых или нефелин - пироксеновых породах (Одихинча, Маймеча-Котуйская провинция).

Дополнительным фактором, возможно влиявшим на особенности зональности, могла быть высокая, вследствие малой вязкости, проникающая способность карбонатитообразующего расплава (флюида), предположительно изначально существовавшего в системе. Такой флюид возможно дренировал мельтейгитовую жидкость (метамагматический процесс), удаляя часть щелочей, что способствовало появлению зональности (от центра к краю): карбонатиты – пироксениты – ийолит-мельтейгиты (массив Вуориярви, Карело – Кольская провинция) Другой такого рода фактор - реакционное взаимодействие при определённых условиях карбонатитового и мельтейгитового расплава с образованием мелилитовых пород

Литература

- Бретшнейдер С.И. Свойства газов и жидкостей. Инженерные методы расчета. М. Химия. 535 с. Ельянов А.А., Моралев В.М. ГРМ. № 5. 1972. С. 32 - 40.
- Кочин В.Е., Кибель И.А., Розе Н.В. Теоретическая гидромеханика. Гостехиздат. 1948. 535с. Ланда Э.А. Геол. Геоф. №10. 1975. С. 65 - 72.
- Ланда Э.А. Физико – химическое моделирование в геохимии и петрологии. Иркутск. 1980. С. 176 – 178.
- Bottinga, Weil, Am. Journ. Sci. 1970. V.269. P.169 - 182.
- Chapman C. Amer. Journ. Sci. 1966. V. 264. № 1. P. 66 – 77.
- Hess H. Mem. Geol. Soc. Amer. V.80. 1966. 230 p.

Р.М.Латыпов

Геологический институт Кольского научного центра, Апатиты
Настоящий адрес: Institute of Geosciences, University of Oulu, Finland.
e-mail: Rais.Latypov@oulu.fi

РОЛЬ ЭФФЕКТА СОРЕ В ФОРМИРОВАНИИ S-, D-, И I-ТИПОВ ВАРИАЦИОННЫХ ПРОФИЛЕЙ СОСТАВА В РАЗРЕЗАХ БАЗИТ- УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ СИЛЛОВ

Мною предпринята попытка разработать кристаллизационную модель образования S-, D- I-типов вариационных профилей состава, наблюдаемых в базит-ультрабазитовых силлах, из одной порции магмы свободной от фенокристаллов. Эта модель основывается на недавно выдвинутой концепции фракционирования Соре в природных магмах (Latypov, 2003). Модель предусматривает, что разнообразные вариационные профили состава, наблюдаемые в силлах, могут быть интерпретированы как состоящие из комбинации четырех принципиальных единиц – Базальной зоны и Расслоенной серии, формирующих подошвенный разрез пород, и Купольной зоны и Верхней краевой серии, составляющих кровельный разрез пород. Базальная и Купольная зоны представляют собой зеркальные отражения соответственно Расслоенной и Верхней краевой серий и поэтому называются базальной и купольной реверсиями. Предлагается, что формирование базальной и купольной реверсий происходит из жидкостных пограничных слоев, эволюционирующих по принципу Соре вследствие температурного градиента, накладываемого на них холодными вмещающими породами. Наоборот, Расслоенная и Верхняя краевая серии образуются из кристалл-жидкостных пограничных слоев, которые развиваются путем фракционной кристаллизации в равновесных условиях. Модель позволяет получить S-, D- I-типы вариационных профилей состава в силлах из одной порции магмы одного и того же состава. Все, что необходимо для формирования того или иного профиля – это подходящий температурный градиент, накладываемый холодными вмещающими породами на жидкостной пограничный слой родоначальной магмы данного состава.

Литература

- Latypov, R.M. Journal of Petrology, 2003 (in press).
- Л.К.Левский, Н.М.Столбов, Е.С.Богомолов, И.В.Токарев**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С-Петербург,
e-mail: lev@ad.iggp.ras.spb.ru*

SM-ND, K-AR И Rb-Sr ГЕОХРОНОЛОГИЯ ОСТРОВНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА)

Наличие в базальтоидах минералов с высоким отношением Rb-Sr (слюды) или с умеренной или высокой концентрацией калия (калиевые полевые шпаты) и, наконец, клинопироксенов, позволяет в ряде случаев получить достоверные возрастные данные.

Отсутствие указанных минералов существенно затрудняет датирование базальтоидов. Образцы породы в целом и выделенные плагиоклазы для островов ЗФИ показывают широкий спектр K-Ar данных от 52, 74, 92, 125, 133 млн.лет (порода в целом) до 316, 327, 555 млн.лет (плагиоклазы), при стратиграфическом возрасте ~ 120 млн.лет. Значения возраста для образцов породы в целом (стекло+ калиевые полевые шпаты) возможно отягощены потерей части радиогенного аргона, что приводит к занижению возраста. Напротив, для плагиоклазов нередко наблюдается наличие избыточного (захваченного или унаследованного) радиогенного аргона, что приводит к их удревнению.

Наш предыдущий опыт использования Sm-Nd системы для минералов (плагиоклазы, клинопироксены) и образцов породы в целом для архипелага ЗФИ указывает на присутствие практически во всех случаях большей или меньшей доли метасоматического компонента имеющего коровые характеристики (низкие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$), что делает невозможным получение геохимически достоверных значений возраста, без дополнительного химического освобождения от указанного компонента.

Несмотря на метасоматизм, вероятно сопутствующий экструзии базальтоидов, и влияющий, хотя и в меньшей степени на Rb-Sr систему, можно рассчитывать на получение удовлетворительных результатов при исследовании плагиоклазов (низкая величина Rb/Sr) и породы в целом (сравнительно более высокое значение для Rb/Sr).

Ф.П.Леснов

*Институт геологии Сибирского отделения РАН, Новосибирск,
e-mail: ofiolit@uiggm.nsc.ru*

СООТНОШЕНИЕ ПЛАТИНОВЫХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОДАХ КАК ВОЗМОЖНЫЙ КРИТЕРИЙ ИХ ТИПИЗАЦИИ

Совместное изучение распределения элементов группы платины (ЭПГ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов, дополненное материалами по петрографии и минералогии, позволяет выявить некоторые новые геохимические свойства пород, слагающих различные по возрасту, строению и вещественному составу мафит-ультрамафитовые массивы, о чем свидетельствует опыт таких исследований на примере ряда подобных массивов на территории Тувы (Леснов и др., 1999а,б; Леснов и др., 2001; Леснов, Ойдуп, 2002; Ойдуп и др., 2002).

Для оценки степени фракционирования ЭПГ в породах мафит-ультрамафитовых массивов обычно используются значения параметра Pd/Pt. Так, для одной группы изученных нами пород (Мажалыкский, Калбакдагский, Карашатский и др. массивы) значения указанного параметра изменяются в интервале 1-5,6. В породах из другой группы (Майский массив) значения этого параметра обычно меньше единицы. Отметим, что для аналогичных целей часто используется параметр Pd/Ir, значения которого могут изменяться от первых единиц в дунитах, гарцбургитах и лерцолитах до 20-40 и более в габброидах. Считается, что значения параметров Pd/Pt и Pd/Ir в породах являются не только показателем фракционирования ЭПГ, но и отражением степени частичного плавления мантийного источника при образовании их материнских расплавов.

При изучении распределения РЗЭ в той же коллекции бессульфидных пород из массивов Тувы нами было обнаружено, что по уровню накопления этих примесей породы можно разделить по меньшей мере на две группы. Так, в образцах из первой группы (Калбакдагский, Мажалыкский, Карашатский, Ирбитейский массивы) сумма РЗЭ составляет от 4 до 14 г/т. Ко второй группе относятся образцы из Майского и Караосского массивов, сумма РЗЭ в которых составляет 16-28 г/т. Наиболее истощенными в отношении РЗЭ оказались те породы (Калбакдагский массив), в которых ранее были установлены наиболее высокие содержания легких ЭПГ. В свою очередь менее истощенными в отношении РЗЭ породы из второй группы оказались, наоборот, более истощенными в отношении легких ЭПГ. Приведенные данные свидетельствуют о том, что в бессульфидных породах из ультрамафит-мафитовых массивов легкие платиноиды и редкоземельные элементы являются геохимическими “антагонистами”. Вполне очевидно, что генерация материнских расплавов для тех разновидностей пород, которые оказались более истощенными в отношении РЗЭ и одновременно более обогащенными в отношении ЭПГ, протекала при относительно более высоких степенях частичного плавления мантийного источника. Наоборот, генерация материнских расплавов для пород, менее истощенных в отношении РЗЭ, но более истощенных в отношении ЭПГ по сравнению с предыдущей группой, очевидно, протекала при меньших степенях частичного плавления мантийного источника.

Таким образом, данные комплексных геохимических исследований пород из разнотипных мафит-ультрамафитовых массивов в отношении распределения РЗЭ и ЭПГ могут быть полезными не только при разработке дополнительных критериев их типизации в ходе геолого-съемочных работ, но и при оценке относительной степени частичного плавления мантийного источника в процессе генерации материнских расплавов для пород, слагающих эти массивы.

Литература

Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Ковалева В.А., Мельгунов М.С. Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов. Новосибирск: Наука. 1999а. С.115 – 125.

Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Цимбалист В.Г. Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск: Изд-во КНИИГиМС. 1999б. С. 164-166.

Леснов Ф.П., Могуш А.А., Ойдуп Ч.К. Платина в геологических формациях Сибири. Красноярск: Изд-во КНИИГиМС. 2001. С.107-110.

Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К. Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН. 2002. С.48-52.

Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А. Металлогения древних и современных океанов – 2002. Миасс: Изд-во Института минералогии Уро РАН, 2002. С.50-55.

Ю.А.Литвин

*Институт экспериментальной минералогии РАН, г.Черноголовка,
Московская обл. e-mail: litvin@iem.ac.ru*

МАНТИЙНЫЕ КАРБОНАТ-СИЛИКАТНЫЕ РАСПЛАВЫ И ГЕНЕЗИС АЛМАЗА

Современные экспериментальные [Литвин и Жариков, 2000], минералогические [Schrauder and Navon, 1994] и геохимические [Dobosi and Kurat, 2002] данные раскрывают карбонатитовую (карбонатно – силикатную) природу мантийных расплавов, ответственных за формирование природных алмазов. Таким образом, проблема генезиса алмаза становится частью более общей проблемы происхождения и эволюции карбонатитовых магм в условиях мантии Земли. Мантийные карбонатитовые расплавы в РТ-условиях термодинамической стабильности алмаза (глубины более 150 км) представляют собой эффективные материнские алмазообразующие среды [Литвин и др., 2001]. Для условий алмазообразования вся проблематика происхождения и эволюции как мантийных карбонатитовых магм, так и материнских алмазообразующих сред совпадает, поскольку в поле зрения оказывается одно и то же вещество. Происхождение карбонатитовых магм связывается с химически активными щелочно – флюидными агентами мантийных плюмов и может являться результатом процессов карбонатизации мантийных перидотитов (Литвин, 1998; Bell and Tilton, 2002). Возникающие карбонатитовые расплавы способны активно взаимодействовать с мантийным перидотитом, и это карбонатно – силикатное взаимодействие при параметрах алмазообразования характеризуется высокой растворимостью силикатных компонентов в карбонатитовых расплавах и, при возникновении силикатных расплавов, полной жидкостной смесимостью карбонатных и силикатных компонентов (Сафонов и др., 2002). Многокомпонентные карбонатно – силикатные магмы отличаются высокой растворимостью углерода и могут рассматриваться в качестве материнских алмазообразующих сред, если на их основе формируются лабильно пересыщенные к алмазу карбонат – силикат – углеродные расплавы – растворы. В составе материнских сред целесообразно выделить главные (карбонатные и силикатные) и примесные (оксидные, сульфидные, фосфатные, галоидные, уголекислота, вода и др.) компоненты. Для материнских сред характерна существенная изменчивость химизма, что может быть следствием фракционной кристаллизации силикатных и карбонатных минералов и роста концентраций примесных компонентов в остаточных расплавах. Эти процессы влияют на сингенетические отношения алмаза и минералов мантии, документируемые минералогией первичных включений в алмазах. Эксперименты показывают

[Литвин и др., 2002; Литвин, 2003], что примесные сульфидные или щелочно – хлоридные компоненты могут поддерживать процессы роста алмаза в специфических условиях повышения их концентраций в составе карбонатно – силикатных материнских сред.

Поддержка: РФФИ (проект 02-05-64684), ОНЗ РАН (приоритетная программа 10-6, 2003 г).

Литература

- Литвин Ю.А., Жариков В.А. // ДАН. 2000. Т. 372. № 6. С. 808-811.
Schrauder M., Navon O. // Geochim. et cosmochim. acta. 1994. V. 58. № 2. P. 761-771.
Dobosi G., Kurat G. // Mineral. Petrol. 2002. V. 76. P. 21-38.
Литвин Ю.А., Джонс А.П., Берд А.Д. и др.// ДАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 528-531.
Литвин Ю.А. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1772-1779.
Bell K., Tilton G.R. // EOS. 2002. V. 83. № 25. P. 273, 276-277.
Сафонов О.Г., Матвеев Ю.А., Литвин Ю.А., Перчук Л.Л. // Петрология. 2002. Т.10. С.589-610.
Литвин Ю.А., Бутвина В.Г., Бобров А.В., Жариков В.А.//ДАН. 2002.Т.382. №1. С. 106-109.
Литвин Ю.А. // ДАН. 2003. Т. 389. № 3.

А.А.Маракушев, Н.А.Панях, И.А.Зотов

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
e-mail: marakush@igem.ru; izotov@igem.ru*

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВАРИАЦИЙ ЩЕЛОЧНОСТИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Самая низкая щелочность прослеживается в офиолитовых формациях, характеризующихся ассоциацией толеитовых базальтов с дунит-гарцбургитовыми интрузивами, хромитовым дунитам которых подчинены хромититы рутений-иридий-осмиевой специализации (мг/т): Os=104, Ir=98, Ru=76, Pt=2, Pd=2, Au=10, Ni=1800, Co=1600, Zn=165, Cu=10, As=2 (Кемпирсай на Урале (Melcher et al., 1999, с. 254)). В разновозрастных складчатых поясах, обрамляющих Тихий океан, интрузивы этого формационного типа занимают наиболее океаническую позицию. С континентальной стороны они обрамляются базит-гипербазитовыми формациями, повышенная щелочность которых прослеживается как в вулканических, так и в плутонических породах, представленных дунит (оливинит)-клинопироксенитовой ассоциацией. Аналогично в Уральской палеозойской складчатой структуре офиолитовые дунит-гарцбургитовые пояса занимают восточную позицию, обрамляясь на западе, со стороны Русской платформы поясами дунит (оливинит)-клинопироксенитовых ультрамафитов, в хромититах которых платина вытесняет почти полностью все другие платиноиды (мг/т): Pt=404, Pd=34, Rh=31, Ir=24, Os=3, Ru=1 (Нижнетагильский массив (Лазаренков, Таловина, 2001, с. 91)). Это радикальное изменение платинометальности хромититов, связанное с

ощелачиванием гипербазитового магматизма (повышением в нем роли сильных оснований), коррелируется с образованием в них хромит-магнетитовых твердых растворов по схематической реакции следующего типа: $MgFeSi_2O_6 + CaO = CaMgSi_2O_6 + 0,25Fe_3O_4 + 0,25Fe$. Магнетитовый компонент входит в хромшпинель-магнетитовые твердые растворы хромитов, а металлическое железо составляет основу расплавов ферро-платины.

Ощелачивание расплавов, сообщающее хромититам, подчиненным дунитам и оливинитам, собственно платиновую специализацию, характерно также для платформенных зональных интрузивов (мг/т): Pt=417, Ir=52, Os=25, Pd=12, Rh=12, Ru=5 (Кондер (Лазаренков, Таловина, 2001, с. 91)). Хромититовые расплавы в этих интрузивах отделялись от дунит-оливинитовых расплавов в результате развития жидкостной несмесимости и избирательного концентрировали в себе платину из сопровождающих магматизм трансмагматических флюидов. В результате возникало контрастное различие по содержанию платиновых металлов хромита в хромититах и аксессуарного хромита во вмещающих дунитах (цифры в скобках), мг/т: Pt=277 (12), Ir=45 (11), Pd=43 (30), Rh=15 (3), Ru=4 (2), Au=10 (7) (Кондер, (Лазаренков, Таловина, 2001, с. 92)). Наличие в хромититовых расплавах избытка металлического железа было главным фактором повышения их химического сродства к платине, характерного для дунит-клинопироксенитовых интрузивов Кондерского типа, ощелачивание которых подчеркивается сростками эгирина с ферроплатиной.

Базит-гипербазитовые интрузивы, подчиненные протяженным складчатым поясам, сочетаются с секущими трубообразными и дайковыми телами на платформах. Эти последние, по-видимому, являются аналогами подводящих каналов ("фидеров") стратиформных базит-гипербазитовых интрузивов, локализованных в прогибах чехла платформ и представляющих апикальные части базит-гипербазитовых платформенных систем рудообразования. Этим объясняется их высокая продуктивность в части платинометального оруденения (палладия, платины, родия). Палладий геохимически подвижнее платины. Соответственно в стратиформных интрузивах хромититы характеризуются более низким платина-палладиевым отношением по сравнению с хромититами зональных комплексов. Великая дайка на юге Африки, видимо, являлась фидером, питавшим гигантское платинометальное месторождение стратиформного Бушвельдского интрузива. Ее хромититы (цифры в скобках) отличаются более высоким отношением платины к палладию по сравнению с хромититами Бушвельда (мг/т): Pt=3658 (2820), Pd=3049 (102), Ir=200 (42). Оруденение стратиформных интрузивов отличается от оруденения зональных массивов большим участием в нем сульфидной и арсенидной минерализации с переходом его от хромититового типа к хромитово-сульфидному и сульфидному типам (*Грант РФФИ № 03-05-65004, Фонд престижной тематики*).

Литература

Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Изд-во Горного института. 2001, 256 с.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V. et al. Miner. Deposita. 1999. V. 34. No.3. P. 250-272.

В.А.Матреничев, Б.В.Беляцкий

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. С.-Петербург,

ДРЕВНЕЙШИЕ АБСАРОКИТЫ. ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ БОЛЬШЕЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ, ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ

Впервые абсарокиты были выделены среди эффузивных пород Йеллоустонского парка, как наиболее магнезиальная разновидность щелочных высококалийных вулканитов (Iddings, 1895). Современные представления о происхождении и тектонической позиции абсарокитов связаны с плейт-тектоническими моделями и предполагают проявление их в задуговых бассейнах или континентальных окраинах (Morrison, 1980). Образование абсарокитов обусловлено процессами частичного плавления флогопитсодержащего мантийного перидотита (Tatsumi, Kouyaguchi, 1989).

Вулканогенные породы раннего протерозоя в Карелии выделены в сумийский надгоризонт. Среди мантийных производных здесь преобладают андезибазальты. Невысокая степень динамометаморфических преобразований позволяет диагностировать многие особенности строения отдельных вулканических потоков и проследить особенности строения разреза в целом.

Большезерская структура расположена в западной Карелии и представляет собой участок распространения сумийско-сариолийских вулканогенно-осадочных пород, изометричный в плане, размером 8 на 12 км. Раннепротерозойские породы с несогласием залегают на архейских супракрустальных образованиях Хедозерско-Большезерского трога и гранито-гнейсах. В целом структура представляет собой мульду, сложенную вулканитами основного и кислого состава, которые перекрыты слабо сортированными конгломератами включающими помимо вулканитов еще и гальки гранито-гнейсов.

Восточный борт Большезерской структуры представляет последовательность вулканических покровов, которые сложены андезибазальтами метаморфизованными до амфиболитов. Среди андезибазальтов были выделены отдельные вулканические покровы абсарокитов, которые сейчас представлены интенсивно биотитизированными и хлоритизированными амфиболитами. В подошве покровов присутствуют валуны нижележащих вулканитов, широко распространены миндалекаменные текстуры, изредка встречается подушечная отдельность. В кровле таких потоков часто наблюдается ритмично-послойная концентрация миндалин, которая реконструирована, как реликты текстур «пахозхоэ». Микроскопически были выделены реликты порфировых структур, где преобладает оливин замещенный серпентином.

Химический состав этих пород характеризуется повышенным содержанием MgO (9-14%) и низким TiO₂ (0.5-0.6%), Al₂O₃ (9-12%), при 47-52% SiO₂. Среди редких элементов обращает внимание высокое Rb/Sr (1-1.5) отношение при содержании Sr 100-150 мкг/г и низкое Ti/Zr (40-50). Концентрация и соотношения инертных редких элементов для эффузивов Большезерской структуры соответствует мантийным вулканитам сумийского уровня (Matrenichev, Buuko, 1992). По содержанию K₂O выделены три вулканические серии (K₂O = 0.4-0.5%; 1.0-1.5%; 4-5%). По химическому составу и петрографическим особенностям вулканиты с высоким содержанием K₂O из Большезерской структуры близки к наиболее магнезиальным абсарокитам Йеллоустонского парка и заметно отличаются от островодужных

эффузивов шошонитовой серии. Вариации содержания породообразующих и редких элементов соответствуют прямому частичному плавлению мантийного перидотита с небольшим количеством флогопита, в интервале температур $1150^0 - 1250^0$ и глубин соответствующих давлению 1.2 – 1.4 GPa (Tatsumi, Koyaguchi, 1989).

Изучение Sm-Nd изотопной системы для вулканитов трех серий свидетельствует о гетерогенности мантийного источника расплавов. Образцы из каждой вулканической серии образуют независимые изохронные совокупности с близким возрастом (3072 ± 55 млн лет), но различным начальным изотопным составом ($\epsilon Nd_1 = 2.4 \div 3.0 \div 3.9$). Модельные возрасты этих пород относительно деплетированной мантии (Goldstain et al., 1984) заключены в интервале 3.0-3.2 млрд. лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 01-05-64909.

Литература

- J.P. Iddigs // J. Geol. 1895. 6. 935-959. G. W. Morrison // Lithos 1980. 13. 97-108.
Y. Tatsumi, T Koyaguchi. // Contrib. Miner. Petrol. 1989. 102. 34-40.
V. Matrenichev, A. Buyko // Abstracts 29th IGC, Kyoto. Japan. 1992. 2. 551.
S.L. Goldstain, R.K. O'Nions, P.J. Hamilton // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. 70. 221-236.

**В.А.Матреничев, А.Б.Вревский, Л.О.Пинькова,
М.С.Ружьева, Н.А.Алфимова, Б.В.Беляцкий**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург,
e-mail: bam@vm1815.spb.edu*

ЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНИТЫ СОРТАВАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Впервые образования, сопоставимые с сортавальской серией, были выделены в Приладожье Седерхольмом, разделившим ладожский комплекс на верхнюю песчано-сланцевую и нижнюю карбонатно-амфиболитовую толщи. К.О.Кратц отнес верхнюю толщу к ладожской, а нижнюю к сортавальской серии. Позже Л.Н.Потрубович и Г.В.Макарова объединили в сортавальскую серию породы соанлахтинской свиты, залегающие по краю Карельского кратона и питкьярантской свиты, приуроченные к выступам гранито-гнейсов. Согласно стратиграфической схемы Карело-Кольского региона, породы сортавальской серии соответствуют людиковийскому надгоризонту.

Были изучены разрезы вулканитов сортавальской серии в северо-восточном обрамлении Кирьяволахтинской куполовидной структуры и выделены три вулканостратиграфических подразделения, соответствующие последовательным эпизодам вулканической активизации. Нижняя и верхняя толщи сложены метавулканитами основного и ультраосновного состава, а средняя - метаморфизованными вулканитами субщелочного ряда, от трахибазальтов до трахитов.

В основании разреза средней толщи встречаются аркозовые песчаники содержащие линзы гравелитов и туфоконгломератов с обломками пород нижней толщи. Выше по разрезу, среди слоистых туффигов выделяются линзы полимиктовых конгломератов мощностью 3-5 м.

Поверх терригенных отложений залегают массивные и агломератовые лавы с редкими прослоями туфов. Микропорфировые лавы трахибазальтов и

трахиандезибазальтов мелкозернистые, часто миндалекаменные, с большим количеством мелких лейст плагиоклаза образующего офитовые структуры, иногда переходящие в пилотакситовые или гиалопилитовые. Встречаются непосредственные контакты отдельных вулканических потоков, где изливающиеся лавы перекрывают дресву на поверхности предыдущего потока. Крупнопорфировые лавы трахиандезитов содержат до 30% по объему крупных (3–4см) вкрапленников плагиоклаза, который часто образует трахитоидную текстуру.

Выше залегает горизонт пирокластических отложений, который представлен взаимозамещающимися по латерали бомбовыми, лапиллевыми и пепловыми туфами крупнопорфировых трахитов. Для дистальной фации бомбовых туфов характерны веретенообразные бомбы (до 45% объема породы) размером до 0.5м, которые сложены крупнопорфировыми трахитами с концентрическими ориентированными лейстами плагиоклаза, размером 3-5см. Для проксимальных бомбовых туфов пирокластический цемент составляет не более 5% объема породы, а бомбы большого размера (до 1 м) имеют округлую форму с реликтами газовых пустот со стороны «хвоста».

Непосредственно на «пирокластическом горизонте» залегают лавы крупнопорфировых трахиандезитовых мандельштейнов. В этих лавах содержание крупных кварц-карбонатных миндалин достигает 25-30%, количество порфировых вкрапленников лейстового плагиоклаза составляет не менее 15–25%. Для них характерны реликты автотасоматической переработки, которая выражается в образовании псевдоподушечной текстуры, где в виде “подушек” выступают существенно эпидотизированные обособления, размером 0.5-1.5м, насыщенные выделениями кварца.

Изучение Sm-Nd изотопной системы для неизмененных трахиандезитов и трахитов позволяет оценить возраст субщелочного вулканизма в 2669 ± 87 млн лет. Однако для части образцов изотопы Nd были гомогенизированы 1406 ± 120 млн лет назад. Аналогичные возрасты (по двум пересечениям изохроны и конкордии) были получены для цирконов из дайки тоналит-порфиров прорывающих изученные вулканы (Богачев и др., 1999). Начальный изотопный состав Nd для субщелочных вулканических сортавальской серии ($\epsilon Nd_T = 2$) свидетельствует об образовании их из мантийного резервуара соответствующего по составу «начальной мантии Балтийского щита» (Матреничев, Вревский, 2003). Модельные возрасты, относительно деплетированной мантии (Goldstain et al., 1984) заключены в интервале 2.9–3.1 млрд лет. *Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 01-05-64909, 03-05-06083, 03-05-64062.*

Литература

В.А.Богачев и др. // Вестник СПбГУ. Сер.7, 1999, вып. 3 (№21). 23-31.

В.А.Матреничев, А.Б.Вревский // Геохимия. 2003. в печати.

S.L.Goldstain, R.K.O'Nions, P.J.Hamilton // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. 70. 221-236.

И.Л.Махоткин *, Х.Даунс **, Э.Хегнер *, А.Бёрд ****

*Московское представительство Де Бирс, Москва, e-mail: imahotkin@debeers.ru

** Школа наук о Земле, Биркбек Университет Лондона, Лондон, ОК,

e-mail: ubfb019@ucl.ac.uk

*** Университет Мюнхена, Мюнхен, Германия

ДЕВОНСКИЙ ДАЙКОВЫЙ МАГМАТИЗМ КАРБОНАТИТОВ, ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛИ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

В пределах девонской магматической провинции Белого моря авторами было изучено два роя даек. Один из них приурочен к северо-западному окончанию Кандалакшского залива (участки Нива, Кандагуба), а породы другого обнажаются в районе Турьего мыса. Становление девонских даек было связано с субширотным растяжением и произошло в две стадии: ранне-среднедевонскую и верхнедевонскую. Ранне-среднедевонский дайковый магматизм представлен: аллоитами, алликинтами, калиевыми карбонатитами. Позднедевонский магматизм более разнообразен по составу и представлен: кимберлитами 1 группы, щелочными и мелилитовыми пикритами, дамкьернитами, мелилититами, нефелинитами, кальцит-содержащими нефелинитами и натровыми карбонатитами. Породы обеих стадий дайкового магматизма были изучены на северо-западе Кандалакшского залива, а в районе Турьего мыса изучались только верхнедевонские дайки.

Sr-Nd-Pb изотопные и геохимические данные свидетельствуют о том, что дайковый магматизм южной части Кольского полуострова сформировался в результате смешения обедненного ОИВ источника с материалом из трёх других изотопных резервуаров: архейской нижней коры (LC), ранне-среднепротерозойской мантии с высоким U/Pb отношением (НИМУ источник) и среднепротерозойской субконтинентальной литосферной мантии с низким U/Pb отношением (SCLM*). По той роли, которую выполняли эти изотопные резервуары в процесс смешения было установлено четыре варианта сочетаний: (1) НИМУ/ОИВ (главным образом среди D₁₋₂ и D₃ пород участка Нива); (2) SCLM*/НИМУ/ОИВ (в D₃ щелочных пикритах участка Нива); (3) LC/НИМУ/ОИВ (в D₃ дамкьернитах участка Нива); (4) преобладающее влияние ОИВ источника (в D₃ мелилититах, нефелинитах и карбонатитах Турьего мыса). Существенное влияние мантийного резервуара типа ОИВ, с изотопными характеристиками: $\epsilon_{\text{Sr}} = -5$; $\epsilon_{\text{Nd}} = +5$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.8$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.7$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.7$, выявляется во всех дайковых породах Беломорья, в девонских кимберлитах Кольско-Архангельского региона, а так же в крупных девонских интрузивных массивах центральной части Кольского полуострова и Северной Карелии. Авторы рассматривают такое доминирование ОИВ мантийного резервуара важным доказательством того, что весь магматизм этого огромного региона был вызван единым ударом нижнедевонского мантийного плюма в основание литосферы северной части Русской платформы (Махоткин и др., 1997).

Формирование мантийных источников верхнедевонских даек Турьего мыса исключительно только под влиянием мантийного плюма указывает на максимальное утонение и растяжение литосферной плиты в этом районе. Отсутствие влияния НИМУ компоненты на изотопный состав даек Турьего мыса указывает на неоднородность распределения этот резервуара в подлитосферной мантии этого региона и следовательно его происхождение не было связано с девонским мантийным плюмом. В отличие даже от НИМУ компоненты острова Св. Елены, этот мантийный компонент

характеризуется аномальным составом Pb-изотопов ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=26.9$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.06$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.4-41.4$). Формирование такого аномального HIMU резервуара могло быть связано с раннепротерозойской субдукцией (1.9-2.0 млрд.лет) в Беломорском поясе океанической коры, что привело к захоронению остатков этой коры с необычно высоким U/Pb отношением в основании литосферной плиты. В результате пост-субдукционного остывания, начиная с 1.75 млрд.лет подобная смесь астеносферного материала и субдуцированной коры была изолирована от остальной части мантии, что привело к накоплению в ней радиогенного Pb. В результате последующего верхнепротерозойского рифтогенеза на локальных участках наиболее глубокие горизонты этой литосферы были преобразованы, что привело к удалению из неё аномальной HIMU компоненты и формированию обновленной субконтинентальной литосферы (SCLM*) слегка обогащённой Rb, LREE. Та часть литосферы, которая была расположена выше слоя с HIMU компонентой имела состав обогащенной мантии типа EM-I.

В отличие от девонского плюм-литосферного взаимодействия Архангельского региона, развивавшегося в пределах EM-1 и HIMU литосферных слоёв алмазоносной фации глубинности, этот процесс в южной части Кольского полуострова был ограничен только наиболее глубинными и частично преобразованными HIMU литосферными слоями, которые были расположены выше уровня стабильности алмаза в мантии.

Литература

Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З. и др. Доклады РАН, 1997, т. 353, № 2, с. 228-232.

И.Л.Махоткин

*Московское представительство Де Бирс, Москва, Россия,
e-mail: imahotkin@debeers.ru*

ВОЗРАСТ И ПЕТРОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД ИЗ РАЙОНА КЕМОЗЕРА, СЕВЕРНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА, КАРЕЛИЯ

Субмеридиональное тело кимберлитов размером около 1500 м было обнаружено в середине 90-х годов карельскими геологами (В.В. Ушков) в районе Кемозера на северном побережье Онежского озера. Это тело выходит на поверхность, имеет блоково-слоистое строение и сложено породами различного фациального состава и степени метаморфизма. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочная толща калевия (1,65-2,0 млрд. лет) с прослоями шунгитов и силлами габбро-долеритов (Сыстра, 1991).

В пределах кимберлитового тела можно выделить три пачки вулканокластических пород и несколько секущих тел, состав которых приводится в авторской интерпретации. Нижняя пачка представляет собой интенсивно амфиболитизированные кимберлитовые и мелноитовые туфы, первоначально обогащенные оливином. Средняя пачка сложена чередующимися слоями фрагментированных слюдяных кимберлитов, обогащённых магмакластами (возможно это первичные пирокласты), и переотложенными

фрагментированными кимберлитами, обогащённых терригенным материалом за счёт разрушения вмещающих шунгитовых толщ. Породы этой пачки интенсивно антигортитизированы. Верхняя пачка представлена вулканокластическими, переходными к мелноитам кимберлитами. Породы этой пачки частично амфиболизированы. Среднюю и нижнюю пачку пород прорывает два небольших субвертикальных тела частично брекчированных, крупнозернистых амфиболизированных мелноитов. Эти мелноитовые брекчии возможно когенетичны верхней пачке вулканокластических переходных кимберлитов. Слюда из слюдяных кимберлитов и переходных к мелноитам кимберлитам различаются по своему составу. Слюда из магмакластов кимберлитов имеет низкие содержания TiO_2 (0.3-1.0 вес.%), умеренные содержания Al_2O_3 (8-13 вес.%) и обладает характерным для слюдяных кимберлитов трендом уменьшения содержания TiO_2 и FeO . Слюда из магмакластов мелноитов характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 (0.9-4.0 вес.%), Al_2O_3 (12-20 вес.%) и имеют характерные для мелилититовых пород тренды повышения содержания Al_2O_3 , TiO_2 и FeO .

Полученный Sm-Nd изохронный возраст по образцам пород из средней пачки фрагментированных слюдяных кимберлитов составляет 1764 +/-125 млн. лет, что соответствует верхнему калевию раннего протерозоя. Породная Sm-Nd изохрона по фрагментированным мелноитам даёт аналогичный возраст, отличаясь несколько более низкими значениями первичного изотопного отношения Nd. Обогащенные магмакластами фрагментированные слюдяные кимберлиты и их магмакласты обогащены ЛРЗЭ и обеднены ТРЗЭ ($Yb_N = 3-4$), что соответствует образованию магм из гранат перидотитового метасоматизированного мантийного источника. Дайки брекчированных мелноитов обогащены как ЛРЗЭ так и ТРЗЭ ($Yb_N = 9-17$), что соответствует образованию их магм из менее глубинного, по сравнению с таковым для слюдяных кимберлитов, метасоматизированного мантийного источника.

По своему изотопному составу раннепротерозойские слюдяные кимберлиты Кемозера аналогичны верхнедевонским низко-Ti слюдяным кимберлитам Ломоносовского месторождения Архангельской области (Махоткин, Журавлев, 1993). Слюдяные кимберлиты Кемозера имеют $\epsilon_{Nd} = -2,55$, а дайки брекчированных мелноитов $\epsilon_{Nd} = -3,15$. Отрицательные значения ϵ_{Nd} в породах Кемозера соответственно дают модельные возраста $T_{DM} = 2.2-2.35$ млрд.лет, что указывает на заметное влияние древней литосферной мантии этого региона на мантийные источники этих пород. Вмещающие габбро-долериты калевия имеют также отрицательные значения $\epsilon_{Nd} = -1,3$, а модельная датировка их мантийного источника даёт ещё более древние значения возраста $T_{CHUR} = 3.1$ млрд.лет и $T_{DM} = 4,0$ млрд.лет, что указывает на присутствие раннеархейской литосферной мантии в этом регионе.

Таким образом, становление кимберлитов и мелноитов Кемозера происходило одновременно с формированием на западе и в центральной части Балтийского щита гранитоидов (1,8-1,7 млрд.лет) Транскандинавского магматического пояса, маркирующего границу зрелой континентальной дуги андийского типа (Nironen, 1997). Задуговое, тыловое положение кимберлитового магматизма Кемозера по отношению к зоне Транскандинавской субдукции, а также наличие на спайдер-диаграммах характерных Ti-минимумов и небольших Nb минимумов, что особенно характерно для мелноитовых пород Кемозера, вероятно указывает на формирование

этой группы пород в геодинамической обстановке подлитосферного мантийного отрыва субдуцированной на восток раннепротерозойской плиты (слэб виндоу) и локального поднятия в образовавшиеся плитные разрывы подстилающего астеносферного вещества и его взаимодействия с мощной древней, вероятно, ниже архейской литосферной мантией.

Литература

Сыстра Ю.Й., Санкт-Петербург: Наука, 1991.

Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З. Доклады РАН, 1993, т. 332, №4, с. 491-495.

Nironen, N. Precambrian Research, vol. 86, pp. 21-44.

М.В.Мицц

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

e-mail: michael.mints@mtu-net.ru

ОБСТАНОВКИ ИНТРАКРАТОННОГО МАНТИЙНОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

Геохронологические данные свидетельствуют об эпизодичности палеопротерозойской геологической эволюции. Пики на гистограммах геохронологических данных коррелируются с возникновением единого суперконтинента (или двух-трех крупных композитных континентов) к концу архея, последующим, по крайней мере частичным, разрывом суперконтинента около ~ 2.5 млрд лет и его возрождением к ~1.75 млрд лет после массивного формирования ювенильной континентальной коры ~ 1.9 млрд лет и быстрой аккреции сформированных островодужных систем к окраинам кратонов 1.88–1.84 млрд лет назад. Помимо этого, геохронологические данные указывают на продолжительный период слабой магматической активности во внутренних областях суперконтинента в период с 2.44 до ~ 2.0 млрд лет.

Близкое по времени проявление внутриплитных процессов, связанных с эндогенной активностью плюмового типа ~ 2.5 млрд лет назад в пределах удаленных территорий, участвующих в настоящее время в строении различных континентов, свидетельствует о размещении к этому времени преобладающей части архейской коры в пределах единого суперконтинента. Последовавшая палеопротерозойская эволюция, результатом которой стали массивное приращение ювенильной коры и высокотемпературный метаморфизм ювенильных палеопротерозойских и ранее сформированных архейских ассоциаций, не привела к полному разрыву и реорганизации суперконтинента. В истории палеопротерозоя выделяется пять периодов:

1. 2.51–2.44 млрд лет – возникновение и развитие Суперплюма в мантийной области, подстилающей неоархейский суперконтинент, связанные с его эволюцией внедрение мантийных мафит-ультрамафитовых расплавов, сформировавших габбро-анортозитовый «слой» нижней коры, интрузивы габбро-анортозитового состава в нижней и средней части коры и расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы перидотит-габбро-норитовой формации в верхней коре, формирование изолированных рифтогенных впадин, заполнявшихся осадками и мафитовыми

лавами, в некоторых случаях с переходом к формированию коротко-живущих океанических структур Красноморского типа, гранулитовый метаморфизм в «надплюмовых» областях и участках коры;

2. 2.44–2.0 (2.11) млрд лет – период относительно «спокойной» внутриплитной эволюции, осложненной локально проявленными тектоническими процессами плюм- и тектоноплитного типов;

3. 2.0–1.95 млрд лет – подъем нового Суперплюма в субконтинентальной мантии, связанные с его эволюцией внедрение мантийных мафит-ультрамафитовых расплавов, наращивавших габбро-анортозитовый «слой» нижней коры, формирование новой генерации интрузивов габбро-анортозитового состава в нижней и средней части коры и формирование многочисленных рифтогенных впадин двух типов: 1) заполнявшихся осадками и мафитовыми лавами, во многих случаях с переходом к формированию быстро эволюционировавших океанических структур Красноморского типа; 2) заполнявшихся мафитовыми лавами, отложениями пирокластических потоков и осадками, формировавшимися в результате денудации как ранее образованных архейских, так и ювенильных палеопротерозойских комплексов, с последующим гранулитовым метаморфизмом ниже- и среднекоровых ассоциаций, распространявшимся также и на выполнение депрессий;

4. 1.95–1.75 (1.71) млрд лет – сложное сочетание интенсивных глобально проявленных процессов плюмового и тектоноплитного типов, результатом которых стали: частичный разрыв суперконтинента; его последующее возрождение, сопровождавшееся возникновением коллизионных орогенов во внутренних областях обновленного (палеопротерозойского) суперконтинента, и возникновение аккреционных орогенов вдоль его окраин;

5. < 1.75 млрд лет – пост- и анорогенный магматизм и метаморфизм.

Особенностью третьего и четвертого этапов было тесное сочетание и взаимосвязанное развитие процессов плюмового и тектоно-плитного типов, получивших суммарное отражение в геохимических особенностях мафитовых лав формировавшихся как в обстановках растяжения (рифтогенез, спрединг, формирование вулканических островов), так и в обстановках закрытия океанических структур с участием субдукционных и коллизионных процессов (суммирование признаков мантийных источников расплавов истощенного и обогащенного типа и коровой контаминации).

Эволюция депрессий обоих типов завершилась процессами надвигообразования в обстановке коллизии.

Н.И.Мишин, А.Л.Панфилов, З.А.Степина

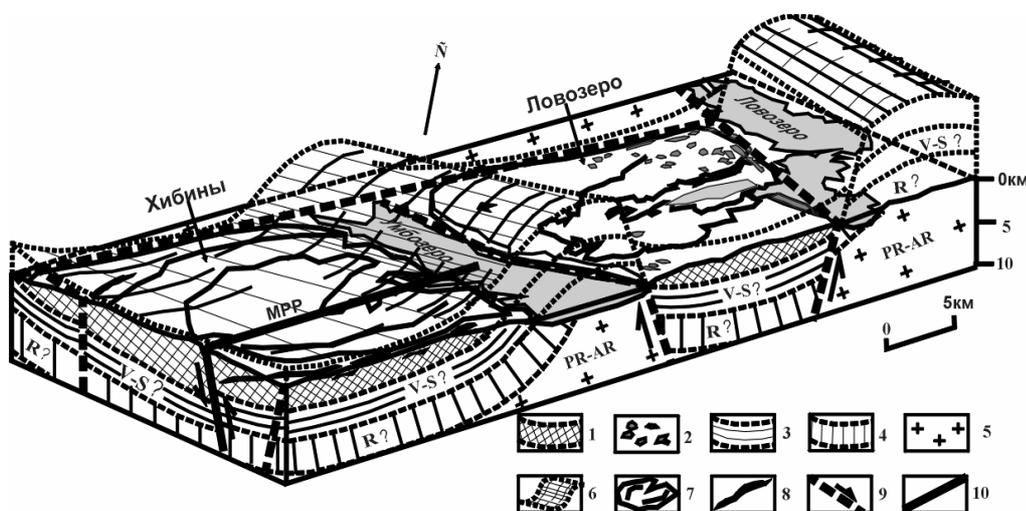
Всероссийский институт горной геомеханики и маркшейдерского дела ВНИИМ, Санкт-Петербург. e-mail: panfilov@vniimi.ru

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Формирование щелочных массивов подчиняется общим геодинамическим закономерностям эволюции земной коры и в этом отношении не имеет каких-либо особенностей по сравнению со структурными образованиями других магматических пород. Вне зависимости от состава, первичные тела интрузивных

пород могут быть секущими (дайки) или конформными (силлы). Последние по характеру первичного залегания аналогичны вулканитам с той разницей, что внедрение силлов между пачками нелитифицированной осадочно-вулканогенной толщи происходило на глубине.

Силлы вместе с вмещающей толщей испытывают складчатые и постскладчатые разрывные деформации. Разрывы закономерно ориентируются относительно осей складок. При эволюции деформированная толща подвергается эрозии, в результате чего сохраняются лишь отдельные фрагменты первичных структур. Формы щелочных массивов на эрозионном срезе являются отражением геодинамического преобразования их первичного залегания.



Реконструкция единой складчатой структуры Хибино-Ловозерского силла

1- щелочные сиениты; 2 – останцы перекрывающих девонских отложений; 3-4 подстилающие отложения венд-силурийского(?) и рифейского(?) возраста; 5 – архейско-протерозойские отложения фундамента; 6 – эродированная антиклинальная часть силла; 7 – эрозионная поверхность силла; 8 – месторождения апатитовых руд; 9 – сбросы, оконтурившие массив щелочных сиенитов; 10 – магистральный рудоконтролирующий разлом.

По геолого-структурным материалам построены модели Мончегорского и Печенгского рудных районов, Хибинского и Ловозерского щелочных массивов как расслоенных интрузий. Для последнего силловая модель была предложена Н.А. Елисеевым более полувека назад. Хибины же моделировались как изолированная интрузия центрального типа. Реконструкция структур Хибин и Ловозера позволяет считать их единым расслоенным силлом, с сохранившимися ниже эрозионного среза синклиналиями частями складчатой системы, разделенными эродированной антиклиналью, совпадавшей с современным Умбозером. В ходе пликативной деформации происходила миграция рудных флюидов из громадного объема силла в апикальные части складок. Локальный контроль апатитового и редкоземельного оруденения определяется субширотным магистральным разломом взбросового типа (рисунок). Рудоконтролирующий разлом разделит флюидный очаг на две симметричные структурно-тектонические ловушки. Одна из них, южная,

принадлежит поднятому крылу взброса, но занимает более низкий гипсометрический уровень и, поэтому практически незатронута эрозией. Вторая, северная ловушка, приурочена к опущенному крылу, занимая более высокое гипсометрическое положение в разрезе, и в процессе эрозии оказалась более эродированной.

Реконструкции реальных структур рудоносных расслоенных интрузий с учетом геодинамических механизмов их формирования и трансформаций служат практической основой для разработки стандарта построения структур рудных объектов.

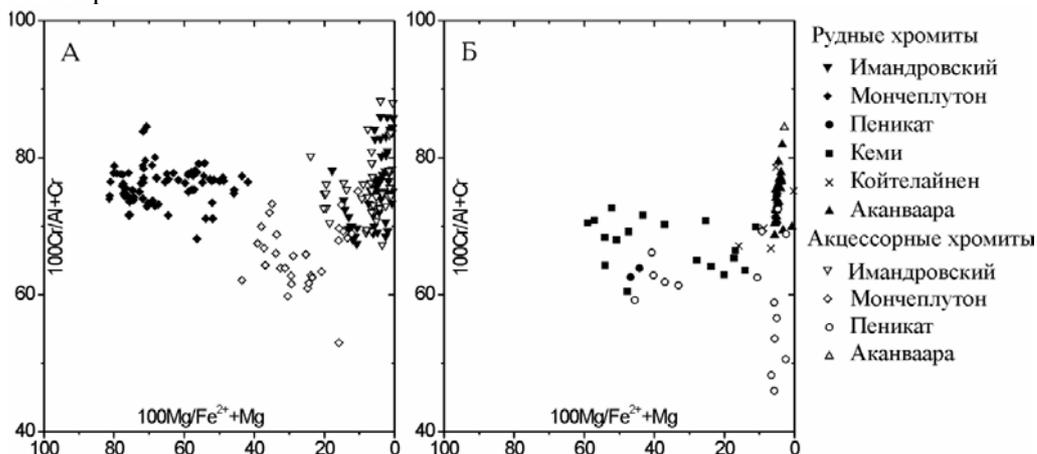
А.В.Мокрушин *, **В.Ф.Смолькин****, **Ж.А.Федотов ****

* Мурманский ГТУ, г. Мурманск

** Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, e-mail: fedotov@geoksc.apatity.ru

ДВА ТИПА РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ КОЛЬСКОГО И ДРУГИХ РЕГИОНОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА (2,5-2,45 МЛРД. ЛЕТ), ВЫДЕЛЕННЫЕ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ХРОМИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В пределах восточной части Балтийского щита широко известны расслоенные интрузии раннепротерозойского возраста, сложенные серией: дунит-гарцбургит-ортопироксенит-норит-габбронорит-габбро-анортозит. Полная серия пород наблюдается только в отдельных интрузиях. В пределах Кольского п-ова установлен значительный временной диапазон их формирования – от 2507 до 2437 млн. лет, тогда как в Карелии и Финляндии диапазон значительно меньше - 2445-2436 млн. лет. С целью изучения эволюции состава интрузивных пород и заключенного в них хромитового оруденения нами был выполнен анализ рудных и акцессорных хромитов на основе авторских и опубликованных материалов. В качестве исходных были выбраны: наиболее древняя (2507-2497 млн. лет) Мончегорская интрузия и приуроченное к ней Сопчеозерское месторождение, и более молодые (2442-2437 млн. лет) интрузии Имандровского комплекса с рудопроявлениями Большая Варака и г. Девичья-Майявр.



На рис. 1А рудные хромиты Сопчеозерского месторождения, залегающее в дунитах, являются наиболее высокомагнезиально-хромистыми (левое поле). Они сосуществуют с высокомагнезиальным оливином (4-6 % Fa), обогащенным никелем – 0.6-1.2 мас. %. В акцессорных хромитах, обнаруженных во всех типах пород и кристаллизация которых происходила на раннем этапе, уменьшается содержание Cr_2O_3 и MgO , но увеличивается – Al_2O_3 , что обусловлено более основным составом вмещающих пород и высокотемпературными условиями кристаллизации хромита. Рудные и акцессорные хромиты Имандровского комплекса являются наиболее высокожелезистыми, их состав хорошо коррелируется с более железистым составом вмещающих пород.

В.М.Моралев, М.Д.Самсонов

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,

e-mail: vmoralev@ilran.ru

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЛАМПРОИТОВ ПОРЬЕГУБСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ – ДРЕВНЕЙШИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

1. Порьегубское дайковое поле (ПДП) является одним из дайковых узлов Беломорского пояса, протягивающегося вдоль берегов Кандалакшского залива. ПДП расположено в западной части Порьей губы и соседних губ – Педунихи и Ильинской на южном берегу Кольского полуострова. В отличие от основной массы даек щелочных пород (мелилититов, нефелинитов и др.), образующих Беломорский пояс и имеющих среднепалеозойский возраст (400-360 млн. лет), дайки ПДП являются значительно более древними. Время их внедрения определено изохронными Rb-Sr и Sm-Nd методами как 1720 ± 8 млн. лет. Эта датировка позволила исключить принадлежность лампроитов к Кольской провинции щелочных пород палеозойского возраста и предположить связь становления ПДП с завершающими этапами развития коллизионных процессов в Лапландско-Беломорском поясе (Никитина и др., 1999).

2. Химический состав лампроитов ПДП свидетельствует об их принадлежности к дифференцированной магматической серии калиевых щелочных пород от кимберлитов и щелочных пикритов до щелочных базальтов, образующих единый комплекс. Породы даек ПДП наиболее точно определяются как кальциевые лампроиты переходного типа от низко- к высокотитанистым с низким Al/Ti отношением (Никитина и др., 1999). Лампроиты обеих групп, установленные нами в пределах одного дайкового тела, представляют составы пород краевой и центральной частей дайки. Различия между ними (от края к центру) выражаются в увеличении содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Nb, Y, Th и уменьшении концентраций MgO , CaO , Fe_2O_3 , MnO, TiO_2 , V, Cr, Ni, Zr, Hf, Ta, а также увеличении отношений Ti/Cr, Nb/Y, La/Yb, La/Nb и уменьшении отношений K/Na, Zr/ Al_2O_3 , Ti/ Al_2O_3 . Все эти изменения соответствуют вариациям состава пород нормальной дифференцированной серии и не показывают признаков ассимиляции корового материала краевыми фациями

дайкового тела. Вместе с тем, многие из геохимических параметров (например, очень высокие величины отношений La/Yb от 208 до 274) свидетельствуют о происхождении лампроитов ПДП из обогащенного мантийного источника. Мантийная природа источника типа гранатовых перидотитов предполагалась Л.П.Никитиной и др. (1999) на основании установленной положительной зависимости между отношениями Nd/Y и La/Y и отрицательной между содержаниями SiO₂ и Y, а также изотопных характеристик $e_{Nd} = - (9,2-9,3)$ и $e_{Sr} = -20$ (обогащенная и обедненная мантия).

3. На дискриминантных диаграммах, основанных на содержаниях петрогенных компонентов (A-F-M и MgO-FeO-Al₂O₃), точки составов лампроитов располагаются вблизи полей базальтов срединноокеанических хребтов или базальтов известково-щелочной серии. Это находится в противоречии с заключениями, вытекающими из анализа диаграмм, где используются содержания инертных и высокочargedных элементов (Zr/Al₂O₃ - Ti/Al₂O₃, Ti-Zr, Zr/4-Nbx2-Y, Th-Hf/3-Ta) и где точки составов лампроитов ложатся в поля внутриплитных щелочных базальтов либо в поле базальтов деструктивных континентальных окраин.

4. Ранее уже указывалось на специфику структурного положения ПДП на продолжении одного из докембрийских сегментов рифтовой системы Белого моря и на своеобразии морфологии даек лампроитов, приуроченных к автономной наложенной системе трещин (Балуев и др., 2000; Моралев, Самсонов, 2002). Эти данные указывают на формирование лампроитов ПДП в обстановке растяжения, что хорошо согласуется с геохимическими свидетельствами об их принадлежности к внутриплитным или рифтогенным базальтам. Отсюда следует нереальность представлений об образовании даек ПДП в связи со свекофенской коллизией (1,9 млрд. лет) и предпочтительность отнесения этапа формирования ПДП к заключительной стадии процесса эксгумации докембрийских комплексов. На этом этапе в геодинамической обстановке растяжения происходило утонение континентальной коры, развитие разломно-трещинных систем, определивших заложение рифтовых структур по модели “пассивного” рифтинга (Балуев и др., 2000) и подъем недеплетированной (обогащенной) мантии, явившейся источником родоначальной магмы лампроитов ПДП.

Исследования проведены при поддержке РФФИ, проект 01-05-64190.

С.В.Мошкин, А.С.Шелемотов, Т.Г.Петров, Н.И.Краснова

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
e-mail: moshkin@sm1330.spb.edu; ikrasn@comset.net*

“RETROS-2” – ПРОГРАММНЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ОБРАБОТКИ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Вещественный состав горных пород, особенно в связи с внедрением в практику геологических работ современных прецизионных методов анализа, является основой для решения большого и важного круга геологических задач.

В настоящее время накоплен обширный фактический материал по вещественному составу горных пород, который невозможно проанализировать без использования современных компьютерных средств и специального программного обеспечения. Разработанный в СПбГУ при финансовой

поддержке ГСФ “Минерал” новый программный комплекс Petros-2 позволяет решать широкий круг петрогеохимических задач.

Программный комплекс Petros-2 предназначен для хранения, обработки и визуализации петрохимической информации. В состав программного комплекса входит система управления базой данных, библиографический блок, блок петрохимических расчетов, блок графического представления данных и результатов их обработки, набор подпрограмм обмена с другими базами данных, электронными таблицами и т.д. Все части программного комплекса объединены общей программной оболочкой, использующей стандартный для Windows-программ мультиоконный пользовательский интерфейс.

Главными отличиями комплекса Petros-2 от других петрохимических программ обработки данных, имеющихся в настоящее время на рынке программного обеспечения, являются:

- в комплекс включена полнофункциональная система управления базой данных, поддерживающая SQL-запросы;

- система имеет дружественный интерфейс, не требующий от пользователя каких-либо знаний о базах данных. В частности, система включает графический редактор SQL запросов, позволяющий пользователям, даже не слышавшим о SQL, легко строить запросы к базе данных практически любой сложности;

- работа пользователей с базой данных организована через создание независимых “проектов”, представляющих собой копию произвольной выборки из основной базы. Такой подход существенно ускоряет обработку данных и обеспечивает дополнительную защиту основной базы от ошибок пользователя;

- в комплексе Petros-2 использована идеология открытого интерфейса, позволяющего пользователю встраивать в программу свои методы расчета петрохимических коэффициентов и графического представления данных, добавлять новые типы стандартных диаграмм, методы классификации объектов и т.д. Добавленные пользователем методы автоматически встраиваются в структуру программы. Например, добавленные новые петрохимические коэффициенты автоматически становятся доступными для построения диаграмм, статистической обработки, классификации, поиска данных, а любая созданная пользователем диаграмма, содержащая какие-либо поля или интервалы, может быть использована для автоматической классификации имеющихся в базе данных. В отличие от обычно используемых открытых интерфейсов (например, MS Office), создание новых объектов в Petros-2 не требует знания даже основ программирования, т.к. для задания методов расчета используется естественная математическая форма записи, а создание диаграмм и классификаций осуществляется в специальных редакторах, с интуитивно понятным графическим интерфейсом;

- поддержка метода RHA (Петров, 2001) включает расчет ранговых формул, энтропий и анэнтропий химического состава, упорядочение и классификацию по ранговым формулам, расчет обобщенных ранговых формул для произвольных совокупностей данных и т.д.

Указанные особенности комплекса Petros определяют его перспективность не только как инструмента обработки конкретной петрохимической информации индивидуальным пользователем, но и как средства создания региональных и глобальных петрохимических информационных систем. Использование идеологии

открытого интерфейса позволяет существенно увеличить время морального устаревания каждой версии программы, т.к. изменение требований к методам расчета и представления информации не требует переработки текста программы и может быть осуществлено пользователем. Такое увеличение времени жизни системы существенно удешевляет ее эксплуатацию, особенно для крупных информационных систем длительного пользования.

Литература

Петров Т.Г., Научно-техническая информация, № 3 (2001).

Н.С.Муравьева *, **В.Г.Сенин ***, **Ал. В.Тевелев ****

**Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва,*

e-mail: natash@geokhi.ru

*** Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова*

ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ ШЕЛУДИВОГОРСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС

Щелочные вулканические породы палеозойского возраста на Южном Урале представлены позднедевонской Шелудивогорской абсарокит-шонкинитовой вулканоплутонической ассоциацией, включающей в себя Шелудивогорский вулканический и Ущельский плутонический комплексы, а также раннекаменноугольным Березиновским вулканическим комплексом. Шелудивогорский вулканический комплекс сложен покровными базальтоидами, мощностью до 4000 м. Большая часть пород комплекса представлена калиевыми щелочными базальтами (абсарокитами), среди которых встречаются слабо дифференцированные разновидности, содержащие $MgO > 8\%$. Высокие значения $Mg^{\#}$ (до 0,72) в базальтах, повышенное содержание хрома и никеля (до 685 и 311 ppm, соответственно), повышенное содержание Cr_2O_3 в клинопироксенах - вкрапленниках свидетельствуют о мантийном происхождении расплавов, из которых они были образованы. Рассчитанные значения температур кристаллизации клинопироксена соответствуют температурам базальтового ликвидуса (1230 – 1270 °C). Величины общего давления, определенные по распределению жадеитовой молекулы между вкрапленниками и породой, составляют 5-10 кбар, что соответствует глубинам 15-30 км, т.е. промежуточной магматической камере, расположенной в земной коре или верхних частях верхней мантии.

Характерной геохимической особенностью щелочных пород этого массива является обогащение калием и крупнокатионными литофильными элементами, особенно нижней и средней части разреза. Высокие значения Ba/La и La/Nb (112-130 и 1,50-4,55, соответственно) в породах Шелудивогорского комплекса по сравнению с аналогичными величинами для базальтов MORB (Ba/La - 3,56 ; La/Nb -1,11) типичны для щелочных пород островных дуг. Отношения La/Yb достаточно высоки (5.5) и также близки к шонкитовым сериям островных дуг. Повышенные содержания Rb, Ba, Sr, K вулканитов при деплетированных относительно толеитовых базальтах океана содержаниях Zr, Nb, Ti, Y указывают на обогащенный мантийный источник пород шелудивогорского вулканического комплекса. Для базальтов раннекаменноугольного Березиновского комплекса характерно - Ba/La 24,86-25,78,

La/Nb 0,6-1,38, а также более “ровное” распределение редкоземельных элементов при более высоких абсолютных концентрациях REE и более низкие содержания K, Rb, Sr и Ba.

Анализ петрохимических и геохимических особенностей пород Шелудивогорского комплекса показал, что они определяются как процессами, протекающими в промежуточном очаге - фракционированием и кумуляцией вкрапленников клинопироксена и полевого шпата(?), так и свойствами мантийного источника. Обогащение источника щелочных базальтов Rb, Ba, K и Sr является, по всей вероятности, следствием процессов субдукции древней океанической коры.

В.А.Нивин

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты
e-mail: nivin@geoksc.apatity.ru*

ИЗОТОПЫ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В ПОРОДАХ ХИБИНСКИХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Несмотря на то, что уникальные по масштабам месторождения фосфора в Хибинском нефелин-сиенитовом плутоне довольно полно изучены, некоторые вопросы, касающиеся источников вещества, условий зарождения и эволюции рудно-магматической системы пока не имеют однозначной интерпретации. Мы предприняли попытку приблизиться к решению этих проблем через изучение распределения изотопов гелия и аргона, общепризнанных трассеров многих геологических процессов. Извлечение газов из пород и минералов для последующих масс-спектрометрических измерений осуществлялось двумя методами: плавлением в высоковакуумной печи с выделением газа из всего объема образца и измельчением в вакуумированных стеклянных ампулах. Во втором случае газ извлекался преимущественно из вакуолей флюидных включений в минералах.

Породы рудного комплекса Хибин, к которым, помимо собственно апатито-нефелиновых руд (АНР), относятся также пространственно и генетически связанные с ними уртиты и рихчорриты, характеризуются наибольшим, по сравнению с другими комплексами, разбросом изотопно-газовых показателей. При этом АНР, наряду с карбонатитами, отличаются от нефелиновых сиенитов и средних данных по массиву повышенным содержанием ^4He и меньшей величиной $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношений. В брекчированных рудах, относительно ненарушенных, ниже отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$. Собственно апатиты выделяются максимальными концентрациями ^4He и пониженными - ^{40}Ar , низкими $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношениями. Сопоставление измеренных и рассчитанных концентраций изотопов гелия показывает, что хибинские породы потеряли основную часть (до 99 %) радиогенного ^4He . Измеренные же концентрации ^3He в большинстве случаев превышают рассчитанные, иногда на 1.5-2 порядка, указывая на захват породами и минералами мантийного флюида. Повышенные количества захваченного ^3He отмечаются в пироксенах, а также в апатитах. Измеренные содержания ^{40}Ar чаще всего сопоставимы с ожидаемыми.

Явно захваченный аргон, большей частью атмосферный, обнаруживается в апатите и некоторых пироксенах. В богатых типах АНР в лучшей степени сохранились изотопно-газовые "метки" глубинного происхождения флюида. Наиболее распространенный в рудных залежах равномерно-мелкозернистый ("сахаровидный") апатит отличается от неравномерно (до грубо)-зернистого, считающегося перекристаллизованным, более поздним, несколько повышенными концентрациями ^4He и ^{36}Ar , относительно более низкими $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$, высокими $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ и пониженными $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношениями, что не согласуется с принятой последовательностью их образования.

Характер распределения изотопов гелия и аргона позволяет предполагать, что флюидная составляющая хибинских пород, включая рудные, является смесью захваченного флюида и образовавшихся *in situ* радиогенных газов. В свою очередь, захваченный флюид есть результат смешения в разных пропорциях мантийной, атмосферной и, вероятно, коровой компонент. Для мантийной компоненты были характерны высокие концентрации ^3He и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$. Атмосферная составляющая с низкими $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ отношениями попадала в систему с приповерхностными метеорными водами. Коровый флюид мог представлять собой циркулирующие на сравнительно больших глубинах или застойные подземные воды с низким $^3\text{He}/^4\text{He}$, варьирующими $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и повышенными $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ отношениями.

В целом, полученные изотопные газо-геохимические данные, подтверждая магматическое происхождение апатито-нефелиновых месторождений Хибин и мантийный источник родительских расплавов, свидетельствуют о более сложной и длительной истории развития пород рудного комплекса относительно вмещающих нефелиновых сиенитов, о важной роли постмагматических процессов и участии приповерхностных флюидов в формировании оруденения.

Авторы благодарят И.Л. Каменского, выполнившего большую часть масс-спектрометрических изотопно-газовых измерений и И.Н. Толстихина за полезные консультации. *Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 00-05-64174).*

Г.С. Николаев, А.А. Аriskин

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: gsnik@geokhi.ru

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РОДОЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА БУРАКОВСКО-АГАНОЗЁРСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА ЗАОНЕЖЬЯ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

Раннепротерозойский Бураковско-Аганозёрский базит-ультрабазитовый массив – крупнейший расслоенный интрузив в Евразии. Породы интрузива перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений и его систематическое исследование возможно только с помощью бурения. По кернам скважин в пределах массива выделены Краевая группа и Расслоенная серия, в которой снизу вверх сменяются четыре зоны: Ультрамафитов, Пироксенитов, Габбро-норитов и Магнетитовых габбро-норитов (Николаев, Хворов, 2003). Образование этой последовательности пород связано с оседанием кумулятивных кристаллов в процессе внутрикамерной дифференциации исходной магмы в закрытой камере. Зоны отражают порядок

появления фаз на ликвидусе: $Ol \rightarrow HCa-Px$, $LCa-Px \rightarrow Pl \rightarrow Mt$. Около половины объёма плутона составляют оливиновые кумулаты. В силу этого фазовый состав внедрившейся магмы устанавливается однозначно: родоначальный расплав и интрателлурические вкрапленники Ol , состав которого оценён как Fo_{87-88} .

За оценку состава родоначальной магмы плутона в предшествующих исследованиях принимался средневзвешенный состав интрузива, рассчитанный в соответствии с используемыми моделями геологического строения массива (Лавров, 1994; Николаев и др., 1996). Из-за слабой обнажённости массива и его сложной формы соответствие реальных объёмов пород и их соотношений в частных разрезах требует независимой проверки. Поэтому возникла проблема оценки состава материнского расплава методом, не зависящим от геологических построений. Для решения этой задачи проведена геохимическая термометрия (Френкель и др., 1987, Арискин, Бармина 2000) наиболее примитивных пород краевой группы Бураковско-Аганозёрского расслоенного плутона (дунитов и пойкилитовых перидотитов).

В отличие от оливиновых кумулатов центральных частей массива, породы краевой группы в меньшей степени подверглись уплотнению и переуравновешиванию первичного кумулата. Для термометрических расчётов были отобраны наименее изменённые образцы: 4 состава из скв. 20 (Аганозёрский блок) и 5 – из скв. 67 (Шалозёрско-Бураковский блок). Это позволило провести петрологические реконструкции для каждого блока независимо.

Численное моделирование равновесной кристаллизации составов исследуемых пород проводилось по программе COMAGMAT-3.0 (Ariskin et al., 1993) в безводных условиях (буфер WM , $P=6$ кбар). Поскольку в момент внедрения магмы на ликвидусе был только оливин, то определить её температуру можно опираясь на информацию о составе интрателлурических вкрапленников. Температура внедрения оценена в $1303 \pm 18^\circ C$ по породам Аганозёрского и в $1315 \pm 26^\circ C$ по образцам Бураковско-Шалозёрского блока. Модельные составы родоначального расплава для каждого блока могут быть получены усреднением составов остаточных жидкостей, исследуемых составов, в установленных температурных диапазонах. Рассчитанные таким образом составы исходных расплавов для Аганозёрского (AGL) и Бураковско-Шалозёрского (SHL) блоков приведены в таблице (в мас.%). По большинству компонентов полученные оценки совпадают. Различия по SiO_2 и CaO , по-видимому, связаны с неизохимичностью процессов серпентинизации пород Аганозёрского блока.

Для того, чтобы сопоставить полученные результаты с предшествующими исследованиями, для составов (Лавров, 1994; Николаев и др., 1996) проведено моделирование равновесной кристаллизации. Остаточные расплавы равновесные Fo_{87} отвечают расплавам, свободным от интрателлурических вкрапленников. Сравнение с AGL и SHL позволяет говорить об их близости и как следствие об адекватности существующих сводных разрезов и геологических моделей строения части разреза плутона, сложенного основными породами.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
AGL	51.36	0.70	12.58	10.84	11.06	11.22	1.68	0.36
SHL	54.36	0.76	12.09	9.72	11.30	9.40	1.70	0.47

На основании трёх анализов содержаний лантаноидов в дунитах и пойкилитовых перидотитах краевой группы Аганозёрского блока (скв.20) рассчитан редкоземельный спектр в модельном расплаве AGL (в г/т): La – 13.5, Ce – 28.8, Pr – 3.8, Nd - 14.75, Sm – 3.54, Eu – 1.02, Gd – 3.23, Tb – 0.45, Dy – 2.87, Ho – 0.51, Er – 1.41, Tm – 0.19, Yb – 0.99, Lu – 0.18
(Грант РФФИ № 02-05-64118)

Литература

- Николаев Г.С., Хворов Д.М. Геохимия. 2003. № 8.
Лавров М.М. в кн. Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск. КНЦ РАН. Ин-т геологии. 1994. С.6-41.
Николаев и др, ДАН. 1996. Т.347. №6. С.799-801. Френкель М.Я. и др. Геохимия. 1987. № 11. С. 1546-1562.
Арискин А.А., Бармина Г.С. 2000 М.: Наука.. 363 с.
Ariskin A.A. et al. Comput. and Geosci. , 1993, V.19, P.1155-1170.

А.А.Носова *, Л.В.Сазонова **, А.Я.Докучаев *, А.Г.Гурбанов *, И.И.Греков ***

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, e-mail: nosova@igem.ru*

*** Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва,
e-mail: saz@geol.msu.ru*

****Федеральное государственное унитарное предприятие «Кавказгеолъемка»,
Ессентуки, e-mail: evgeny@geolog.kmv.ru*

ЛАККОЛИТЫ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД: ПРИМЕР ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ЛАТИТОВОГО ТИПА

На северном окончании протяженного пояса шошонит-латитового магматизма миоценового-голоценового возраста, в Анатолийско-Кавказской области современной коллизии Евроазиатской и Афро-Аравийской плит, находятся «лакколлиты» Кавказских Минеральных Вод (КМВ). Эти 18 субвулканических интрузивов формируют субизометричную структуру (60x40 км²) зонального строения. Внешнюю зону слагают тела сиенитового состава, промежуточную – граносиенитового, а центральную – лейкогранитного составов. Возраста интрузивов близки и составляют от 7,79±0,13 до 8,25±0,19 млн. лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar). Магнезиальность (Mg#) пород изменяется от 0,58-0,31 в сиенит-порфирах до 0,55-0,28 в граносиенит-порфирах и до 0,23-0,10 в лейкогранит-порфирах. Na₂O+K₂O составляет 9-10 %, при K₂O>Na₂O в сиенит- и граносиенит-порфирах и Na₂O>K₂O в лейкогранит-порфирах. Распределение малых элементов в сиенит- и граносиенит-порфирах отличается высокими содержаниями LILE, при очень высоких концентрациях (г/т) Ba (1400-2400), Sr (1000-1400) и Pb (140-180) и умеренных – Rb (270-300), с низкими значениями K/Rb (150-200) и высокими Ba/Rb (4-8). В лейкогранит-порфирах резко падают концентрации Ba (45-250) и Sr (90-400), а Rb возрастают (400-800). Содержания HFSE в сиенит- и граносиенит-порфирах умеренные (Zr 190-280, Nb 15-17). В лейкогранит-порфирах Nb возрастает (20 -34), а Zr падает (110-140). На спайдер-диаграммах, нормированных к РМ, отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb и Ti. Концентрации REE в сиенит- и граносиенит-порфирах умеренные (легкие 100-300, тяжелые 5-10 хондритовых величин); отношения La/Yb_n низкие (32-34). Для лейкогранит-порфиров характерны высокие концентрации Ga (21-37), Th (до 58), Zn (35-120); они содержат до 4200 F, 220 Li, 48 Be и отличаются очень низкими Zr/Hf (15-22), повышенными Y/Ho (40-45) и проявлением тетрадного эффекта в распределении REE, концентрации LREE снижаются до 10 хондритовых величин. Такие геохимические особенности лейкогранит-порфиров прямо указывают на то, что распределение элементов протекало в системе расплав – флюид.

Гранитоиды КМВ содержат высокомагнезиальные минералы: флогопит (с Fe# 0,3-0,54 для I генерации) и диопсид (Fe# 0,12-0,30 для клинопироксена I генерации), что является признаком принадлежности гранитоидов к латит-шошонитовой серии. Высокая железистость и низкая глиноземистость слюд указывают на кристаллизацию при высокой температуре в условиях высокой активности калия. Смена первой генерации клинопироксена на вторую, с большей железистостью (Fe# 0,30-0,47) и повышенными содержаниями Na и Al (10-15% Aeg, 4-6% Jd), типична для многих щелочных и субщелочных комплексов и связана с повышением активности щелочей в расплавах. Уменьшение железистости слюд (до 0,19-0,10 в зернах II генерации, а в

расслоенных граносиенит-порфирах г. Змейки и в зернах I генерации), с одновременным увеличением содержания в них F, отражают условия быстрой кристаллизации при резкой потере водной составляющей флюидной фазы. Это может служить причиной четко выраженной расслоенности граносиенитов г. Змейки. В сиенит- и граносиенит-порфирах железистость одновременно кристаллизующихся биотитов I генерации и клинопироксенов II генерации понижается от центра к краю зерен, что связано с возрастанием фугитивности кислорода, приводящим к кристаллизации также и магнетита.

Гранитоиды КМВ кристаллизовались в широком интервале температур (1000-600°C), при высоком потенциале кислорода (буфер NNO), повышенной активности щелочей и относительно низкой активности воды в системе ($\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})=3,4-4,0$).

Образование зонального субвулканического комплекса гранитоидов КМВ связано с кристаллизационной дифференциацией магматического расплава в единой камере. Причиной геохимических различий пород в ряду сиенит- и граносиенит-порфиры > лейкогранит-порфиры является резко возрастающая роль флюидно-магматического взаимодействия для поздних дифференциатов (лейкогранит-порфиров).

Геохимические и минералогические особенности латитовых гранитоидов позволяют предполагать, что в генерации первичных расплавов принимали участие как субконтинентальная литосферная мантия, испытывавшая обогащение субдукционным компонентом адакитового типа, так и коровый источник; при этом возможна ассимиляция небольших объемов осадков эвапоритового типа. Латитовые гранитоиды появляются на поздних этапах развития орогенных областей, на поздне- и постколлизивной стадиях, в результате подъема астеносферного вещества либо при отрыве субдуцировавшего слэба, либо при начинающемся рифтогенном процессе, который для КМВ мог быть связан с развитием Красноморского рифта.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 02-05-64256.

И.В.Пеков

*Геологический факультет Московского государственного университета;
e-mail: mineral@geol.msu.ru*

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ БЕРИЛЛИЯ В ДИФФЕРЕНЦИАТАХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Бериллий является редким элементом: его кларк составляет $3.8 \cdot 10^{-4}\%$. Тем не менее, минералогия бериллия разнообразна - 95 собственных минералов, многие из которых дают крупные кристаллы и значительные скопления. Это обусловлено кристаллохимическим своеобразием иона Be^{2+} , имеющего тетраэдрическую координацию при радиусе 0.27 Å, что жестко ограничивает изоморфизм и делает бериллий резко некогерентным элементом. Важнейшее следствие этого – уникальность подавляющего большинства структурных типов Be-содержащих минералов, в которых оказывается невозможным заменить бериллиевые тетраэдры полиэдрами других элементов. Накоплению бериллия в поздних эндогенных образованиях способствуют не только малые атомная масса и радиус, но и высокая

подвижность во фторидных системах. Хорошо известно, что значительные концентрации бериллия достигаются в дифференциатах щелочных пород, где известно 38 минералов бериллия, относящихся к 33 (!) структурным типам. Среди них резко доминируют силикаты (32 вида, в т.ч. 14 эндемичных для этой формации). Наиболее богатая и разнообразная бериллиевая минерализация известна в массивах с полнодифференцированными аспаитовыми пегматитами: Илимаусаке, Лангезундфьорде-Тведалене, Ловозере, Хибинах, Дара-Пиозе, Сент-Илере, Бурпале.

В высокощелочных обстановках бериллий приобретает роль, очень близкую к роли кремния: формируются конденсированные BeSi-мотивы со сравнительно небольшой общей величиной отрицательного заряда, чаще всего каркасы различных типов. Такое поведение бериллия наблюдается даже при одновременно высоком содержании кремния в минералообразующей среде и связано в первую очередь с избытком крупных низковалентных катионов, размещающихся в полостях возникающих кристаллических построек (об определяющей роли крупных катионов в формировании структурных мотивов см. “Вторую главу кристаллохимии силикатов” Н.В.Белова). Большинство распространенных минералов бериллия в щелочных комплексах – это каркасные бериллосиликаты. Среди них наблюдаются не только представители структурных типов с “нормальными” каркасами, в которых все тетраэдры соединены по общим анионным вершинам (чкаловит, группа гельвина, тугтупит, барилит, клинобарилит, гиалотекит, BeSi-цеолиты), но и минералы со специфическим строением: в них Be-тетраэдры образуют реберно-связанные пары (эпидидимит, эвидидимит, соренсенит, сферобертрандит). Последняя особенность характерна именно для фаз, сформировавшихся в щелочных обстановках.

На смену ранним бериллосиликатам с компактными каркасами при понижении температуры приходят минералы, имеющие более низкую плотность каркаса и, соответственно, более крупные полости, в которые могут входить уже не только Na, Mn, Zn, но и K, Rb, Cs, Ca, Ba, а также H₂O. Для поздних дифференциатов щелочных комплексов типоморфна целая группа интереснейших бериллосиликатных цеолитов – ловдарит, набесит, лейфит, телюшенкоит, кьявеннит, тведалит. Отметим, что изоструктурные лейфит и телюшенкоит отличаются резкой селективностью в отношении крупных одновалентных ионов Cs и Rb, а диморфные барилит и клинобарилит – в отношении Ba.

Наряду с каркасными бериллосиликатами, для производных щелочных пород характерны минералы со слоистым BeSi-мотивом, где крупные катионы занимают межслоевые позиции (лейкофан, мелинофан, семеновит).

При значительных концентрациях бора возникают минералы, содержащие его одновременно с бериллием. В высокотемпературных (раннепегматитовых) условиях формируются фазы, где между этими двумя элементами наблюдается изоморфная смесимость (калькибеборосилит, гиалотекит), а в позднепегматитовых и гидротермальных минералах бериллий и бор строго разделяются по разным позициям структуры (гамбергит, берборит, моттанаит).

Т.Г.Петров*, Н.И.Краснова*, Е.Г.Балаганская**

**Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: ikrasn@comset.net*

СВОЙСТВА ХИМИЧЕСКОЙ И МИНЕРАЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД НА БАЗЕ ИНФОРМАЦИОННОГО ЯЗЫКА RHA

Разработана универсальная система отображения химического и минералогического составов горных пород на основе информационного языка *RHA* (Петров, 1971; 2001). Предложенный метод облегчает создание банков данных, поиск и группировку материалов в них, а также решение ряда минералогических и петрологических задач. Описание любых аналитических данных в системе *RHA* состоит из трех частей: *R* – *ранговая формула*; *H* – *информационная энтропия* Шеннона – мера сложности состава; *A* – *анэнтропия* – мера чистоты состава (Петров 1971). *R* – это последовательность символов компонентов по падению их содержаний в составе системы. Если компоненты любой системы – это химические элементы, то после их ранжирования по падению атомных количеств получаем *Rchem*. Если компонентами являются минералы, то, ранжируя их по падению молекулярных количеств, получим *Rmin*.

Требования к исходным материалам:

1. Используются данные химического анализа горных пород, или количественно-минералогического состава, определяемого прямо или с помощью пересчетов на модалый состав.
2. Все компоненты горной породы априорно считаются равноправными.

Свойства классификаций:

1. Универсальность – возможность работы со всеми без исключений химическими или молекулярно-фазовыми (минеральными) составами, природных и искусственных – модельных объектов.
2. Однозначное линейное упорядочение данных. Ранговые формулы *Rchem* располагаются по алфавиту, за который принят порядок элементов в Периодической таблице. Ранговые формулы минералов *Rmin* располагаются по алфавиту, за который принят порядок минералов в химической классификации горных пород, построенной по тому же принципу. Составы, имеющие одинаковые ранговые формулы, упорядочиваются по уменьшению энтропии.
3. Иерархичность. Ранговая формула – перечень таксонов всех иерархических уровней, в которые входит данный состав. Компонент, стоящий на первом месте в ранговой формуле (*R1*) занимает наивысший иерархический уровень, и дает имя старшему таксону, Первый и второй компоненты вместе – дают название таксону следующего, более низкого иерархического уровня, и так далее.
4. Периодичность. Сходные составы располагаются периодически группами, между которыми находятся иные составы.
5. От начала к концу классификации происходит статистическое нарастание средних атомных или молекулярных масс объектов.

Использование классификаций.

1. Упорядоченное хранение информации о химических и минеральных составах любых горных пород.
2. Совершенствование или разработка номенклатуры. Начальные части ранговых формул могут использоваться в качестве названий горных пород, если их

номенклатура не разработана. В частности, для фоскоритов в соответствии с требуемой детальностью, могут быть предложены названия пород типа: “магнетитит”, “магнетит-апатитовая”, или “магнетит-апатит-фостеритовая” = Mag-Ap-Fo = MAF, где $M > A > F$. На этой базе для фоскоритов и карбонатитов разработана простая номенклатура, основанная на использовании *Rmin* (Краснова и др., 2002).

3. Поиск аналогичных составов без использования названий пород.

4. Оценка представительности “минералого-аналитических” данных об объекте.

5. Возможность использования аналитических материалов, носящих устаревшие названия.

С использованием метода *RHA* проведена систематизация обширной коллекции составов щелочно-ультраосновных и карбонатит-фоскоритовых комплексов, представленная на web сайте: <http://www.emse.fr/~moutte/rha> а также <http://www.geology.ru/niizk/RHA.html>. Таким образом, заложена основа для формирования универсальной системы упорядочения химических и минералогических составов любой природы.

Литература

Петров Т.Г., Вестник ЛГУ. № 18 (1971).

Петров Т.Г., Научно-техническая информация, № 3 (2001).

Краснова Н.И., Петров Т.Г., Балаганская Е.Г., Мутт Ж., Гарсиа Д., Ермье Б., В сборн. Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. (Под ред. Н.В. Владыкина). Тр. II Межд. семинара. Иркутск-Владивосток. (2002).

П.Ю.Плечов*, Н.С.Серебряков**

*Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, Москва, pavel@cs.ru

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, e-mail: serebr@igem.ru

РЕЛИКТЫ ФЕРГУСИТОВ В ПОРОДАХ РИСЧОРРИТОВОГО КОМПЛЕКСА ХИБИНСКОГО МАССИВА

В рисчорритах Хибинского массива широко распространен и хорошо описан кальсилит [Галахов, 1959; Боруцкий, 1973; и др.]. Также, хорошо известны находки сростаний кальсилита с щелочным полевым шпатом в рисчорритах Расвумчорра, Эвеслогчорра и в массивных ювитах Юкспора и Коашвы.

Псевдолейцитовые породы (фергуситы) были встречены нами при проведении геологического разреза с севера на юг через юго-восточную часть Хибинского массива через горы Эвеслогчорр-Коашва-Китчепакх [Плечов, 1995]. Рассматриваемые псевдолейцитовые породы залегают в рисчорритах близ их контакта с породами ийолит-уртитового комплекса. Ширина зоны такситовых рисчорритов с реликтами псевдолейцитовых пород составляет как минимум 300 метров. Кроме псевдолейцитовых пород в этих же рисчорритах встречены линзы меланократовых мелкозернистых нефелиновых сиенитов и трахитоидных

ийолитов. Аналогичные породы были встречены нами в крупных глыбах вскрыши месторождения "Апатитовый Цирк". Реликты фергуситов, размером до 2 см, заключены в породу с крупными кристаллами нефелина и щелочного полевого шпата. Описываемые фергуситы представляют собой среднезернистую породу с пойкилитовой структурой. В пойкилокристах клинопироксена, размером до 7 мм, заключены округлые зерна 0.5-2 мм псевдолейцитового агрегата. Кроме клинопироксена, подобные выделения фиксируются в крупных кристаллах титанита и нефелина.

Псевдолейцитовый агрегат представляет собой ориентированные сростания кальсилита и калиевого полевого шпата. Ламелли развиваются в нескольких направлениях и, по-видимому, отражают одновременные стадии распада. Ранняя генерация ламелл представлена редкими, но относительно крупными пластинами. Во второй генерации, кальсилит образует тонкие параллельные или веерообразные ламелли. В сростках из нескольких зерен лейцита, ламелли кальсилита сохраняют ориентировку при пересечении границ зерен и могут образовывать единый псевдолейцитовый агрегат на несколько зерен. Поздняя генерация мелких вростков неправильной формы развивается в промежутках между ламеллями ранних генераций или, в некоторых зернах слагает краевые части. Анализы псевдолейцитового агрегата четко пересчитываются на химическую формулу лейцита: $(K_{0.96}Na_{0.06}Ca_{0.01})_{1.05}(Al_{0.95}Fe^{3+}_{0.03})_{0.98}Si_2O_6$. Судя по составу лейцита и реликтовым полнокристаллическим структурам, исходные породы относились к субвулканическим разностям и классифицированы нами как фергуситы - плутонические породы, содержащие до 70 % псевдолейцитового агрегата.

Сохранение реликтов фергуситов позволяет оценить направленность реакций замещения при образовании по ним рихсчорритов и ювитов. При этих изменениях, по контактам псевдолейцитового агрегата с зернами клинопироксена в первую очередь развивается тонкозернистый агрегат пектолита и дельхайелита. В более измененных участках породы проявляется замещение анальцимом лейкократовых минералов. При этом, анальцим не только замещает псевдолейцитовый агрегат (сначала калиевый полевой шпат, а затем кальсилит), но и образует каймы по краям кристаллов нефелина. Такое замещение сопровождается образованием мельчайших кристалликов эгирина, в который, по-видимому, связывается железо. Наложенные изменения последовательно изменяют состав клинопироксена от эгирин-диопсида с 27-35 % эгиринового минала, через эгирин-авгиты промежуточного состава до практически чистого эгирина. Изменения состава амфибола не столь четко выражены и сказываются не в изменении калий-натрового отношения, а в уменьшении магниальности и содержания кальция в поздних генерациях этого минерала.

Таким образом, широкое распространение реликтов фергуситов в основании рихсчорритового комплекса позволяет о сложном строении рихсчорритового комплекса. Наложенные изменения, связанные с "рихсчорритизацией" носят ярко выраженную натровую специфику, однако сами породы фергуситового ряда могли быть мощнейшим источником калия для метасоматической проработки вышележащих пород и обусловить калиевую специфику рихсчорритов в целом.

В.К. Попов, Е.А. Ноздрачев, Я.В. Кузьмин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
e-mail: vladpov@fegi.ru*

ВКЛЮЧЕНИЯ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ В ПЕМЗАХ ВУЛКАНА ПЕКТУСАН: СОСТАВ, ГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА

Изверженные породы вулкана Пектусан относятся к щелочнобазальт–трахит–пантеллерит-комендитовой серии, отражающей плиоцен-четвертичный этап вулканизма Восточно-Китайской рифтовой системы в пределах северо-восточного ответвления разлома Тан-Лу.

Включения сиенитов встречаются среди пемзовых обломков на внешнем и внутреннем склонах кратера современного вулкана Пектусан, расположенного на границе Кореи и Китая с координатами 42°00' с.ш. и 128°04' в.д. Впервые сиенитовые включения были отмечены Э.Э. Анертом (1904), позднее Е.П.Денисовым (1966), обнаружившими их на корейской стороне вулкана. Исследователями были даны только общие черты их петрографического состава как “авгитового сиенита с роговой обманкой” (Анерт, 1904, с. 276) и отмечено, что они “подтверждают генетическую связь трахитов и сиенитов и указывают на наличие в глубине сиенитового массива” (Денисов, 1966, с. 6). Нами при посещении в 2002 г. Пектусана с китайской стороны, также были обнаружены крупные (до 20 см в поперечнике) обломки сиенитов, встречающиеся среди пемз на внешнем склоне кратера вулкана.

Обнаруженные обломки сиенитов представлены средне (с/з) и крупнозернистыми (к/з) разновидностями щелочных нефелиновых сиенитов, сложенных кристаллами кали-натрового полевого шпата, эгирин-авгита, керсутита, гастингсита, оливина гортонолит-фаялитового состава, биотита, мелкозернистыми агрегатами прозрачного нефелина. Акцессорные минералы представлены крупными кристаллами апатита, магнетитом и цирконом. Породы имеют порфировидную структуру и несут следы термального метаморфизма. К/з сиениты отличаются меньшим содержанием темноцветных минералов и нефелина.

Порода	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
Трахит, пемза	63.73	0.46	17.33	3.27	1.25	0.12	–	1.27	5.71	5.61	0.05
Трахит, лава	64.59	0.44	16.85	1.97	2.17	0.12	0.36	1.26	5.81	5.67	0.05
Сиенит с/з	63.60	0.37	17.60	2.14	1.95	0.12	0.17	1.35	6.45	5.55	0.04
Сиенит к/з	62.61	0.53	18.63	2.29	1.60	0.09	0.37	2.07	5.73	5.48	0.13

Порода	Sr	Ba	Rb	Zr	Nb	F	Cl	S	Zr/Nb	Rb/Sr
Трахит, пемза	33	124	129	561	74	672	690	115	7.6	3.91
Трахит, лава	29	132	131	564	75	734	660	95	7.5	4.52
Сиенит с/з	31	100	131	712	86	596	1200	95	8.3	4.23
Сиенит к/з	199	930	70	170	36	595	880	25	4.7	0.35

По химическому составу (см. табл.) сиенитам оказались близки стекловатые трахиты и пемзы, слагающие постройку стратовулкана и имеющие аналогичный состав минералов-вкрапленников. Однако к/з (существенно калишпатовые) сиениты отличаются от с/з нефелиновых сиенитов и близким им трахитов более высоким содержанием Al_2O_3 , CaO, P_2O_5 . Определение микроэлементов, выполненное рентгено-флуоресцентным методом на сканирующем спектрометре VRA-30, подтверждает различный состав сиенитовых включений (см. табл.).

К/з сиениты имеют более высокие концентрации Ba и Sr, пониженные – Rb, Zr, Nb, а также иные значения отношений Zr/Nb и Rb/Sr. Указанные различия в составе сиенитовых включений могут быть объяснены особенностями их кристаллизации из флюидонасыщенного трахитового расплава в апикальных частях магматической камеры с частичным фракционированием темноцветных и аксессуарных минералов, или из разноглубинных промежуточных очагов трахитовой магмы.

Вулканическая активность Пектусана связана с проявлением глубинного плюмового источника из обогащенной мантии и является типичным примером внутриплитного типа магматизма, проявленного на континентальной окраине Азии вдоль северо-восточных разломов зоны Тан-Лу.

Литература

Анерт Э.Э. Путешествие по Маньчжурии. СПб: Типография императорской Академии Наук. 1904. 432 с.

Денисов Е.П., Тен Ха Чер. Краткая геологическая характеристика вулкана Пектусан (Байтоушань). Владивосток: Дальневосточное книжн. изд-во. 1966. 7 с.

В.С. Попов

Московская государственная геологоразведочная академия; e-mail: vsp@rinet.ru

РОЛЬ ОБОГАЩЕННОЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ФОРМИРОВАНИИ ИСТОЧНИКОВ ГРАНИТНЫХ МАГМ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Геохимические особенности послегранитовых лампрофировых и лампроитовых даек позднепалеозойского и раннемезозойского возраста и изотопный состав Sr и Nd в этих породах подтверждают существование обогащенных мантийных резервуаров под Уральским подвижным поясом. Дайка слюдяного лампрофира, пересекающая граниты Шарташского плутона на Среднем Урале, связана с источником, имеющим раннерифейский модельный Nd возраст (1510 млн. лет), а дайка лампроита, пересекающая гранитоиды Куйбасовского плутона на Южном Урале, является производной обогащенного источника с позднерифейским- ранневендским модельным возрастом (690 млн. лет). Среди палеозойских и раннемезозойских гранитов Среднего и Южного Урала, обнаруживающих широкие вариации изотопного состава Nd и Sr (начальные значения ϵ_{Nd} от +7.7 до -11.7 и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.7036 до 0.7201), выделены породы, связанные с собственно коровыми источниками и с

коровыми источниками, содержащими примесь обогащенного мантийного материала, изотопный состав Nd и Sr в котором соответствует послегранитовым дайкам. Коровый материал, вовлеченный в частичное плавление, представлен (а) венд-кембрийскими низкокалийевыми гранитоидами (модельный Nd возраст 690–490 млн. лет), (б) рифейскими высококалийевыми гранитами или гнейсами (модельный Nd возраст 960–1160 млн. лет) и (в) дорифейским сиалическим основанием уралид (модельный Nd возраст 1760–1890 млн. лет). Мантийный материал, добавленный к этим источникам, моделируется изотопными составами даек (г) слюдяного лампрофира Шарташа: 109 г/т Nd; 1309 г/т Sr; $\epsilon_{Nd} = -6.79$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70581$ для 274 млн. лет и (д) лампроита Куйбаса: 69 г/т Nd; 1100 г/т Sr; $\epsilon_{Nd} = 2.79$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70594$ для 240 млн. лет. В координатах начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ обособляются группы палеозойских гранитов, связанных со смешанными мантийно-коровыми источниками а–г, а–д, б–д, в–г и в–д. Согласно балансовым расчетам, доля мантийного Nd и Sr в смешанных источниках а–г и в–г составляла 20–30 мас. %, а источников в–д – 30–45 мас. %. Если обогащенный мантийный материал изначально содержал больше Nd и Sr, чем изученные послегранитовые дайки, то вклад мантийного вещества мог быть меньше. Например, в новейших камафугитах провинции Умбрия–Лацио в Италии содержания Nd и Sr достигают 240 и 3500–3700 г/т, соответственно. При столь высоких концентрациях массовая доля мантийного вещества в смешанных источниках снижается в 2–3 раза по сравнению с приведенными выше оценками.

Возможны разные механизмы взаимодействия мантийного и корового материала в источниках гранитных магм: (1) смешение разнородных расплавов в жидком состоянии, (2) формирование штокверка мантийных трещинных инъекций в коровом сиалическом материале и последующее частичное плавление гетерогенного субстрата преимущественно вдоль контактов даек и прожилков и (3) метасоматическая фельдшпатизация корового вещества под воздействием обогащенных карбонатно-силикатных расплавов или отделившихся от них флюидов.

В отличие от популярных моделей смешения вещества деплетированной мантии и обогащенной коры, приводящего к снижению начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и увеличению отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ в гранитоидах, взаимодействие обогащенной мантии с венд-кембрийским тоналит-трондьемитовым материалом земной коры смещает начальные изотопные метки гранитных пород в сторону более высокого начального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и более низкого отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$. В то же время, взаимодействие с высококалийевым палео- или неопротерозойским протолитом может приводить к обратному эффекту. *Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 00-05-64098 и 02-05-96428) и Программы "Университеты России" (проект УР.09.01.035).*

И.Т.Расс*, С.С.Абрамов*, В.А.Утенков, В.М.Козловский***

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: rass@igem.ru abramov@igem.ru*

***Московский государственный геолого-разведочный университет, Москва*

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА МИАСКИТОВ И КАРБОНАТИТОВ ВИШНЕВЫХ ГОР

Согласно представлениям о палингенно-метасоматической природе щелочных пород Вишневых гор (Роненсон, 1966; Левин, Роненсон, 1980; Роненсон, Утенков, Левин, 1984; Щелочно-карбонатитовые..., 1997), процесс щелочного петрогенеза и сопряженного карбонатитообразования инициируется потоками глубинных флюидов, при взаимодействии которых с вмещающими породами метасоматический процесс перерастает в магматический с формированием миаскитовых выплавов. При трансформации метасоматоза в магматизм должен качественно меняться и флюидный режим петрогенеза. Если сначала, на предмагматическом уровне, этот режим главным образом определяется параметрами инициирующих глубинных флюидов и, по-видимому, различиями химических составов флюида и тех или иных пород низов коры, то на магматическом уровне – параметрами флюидов, равновесных со щелочной магмой. Проблемы генезиса миаскитов и карбонатитов сводятся, тем самым, к поиску критериев отличия взаимодействия флюид-порода, флюид-магма-флюид, магма-флюид-порода. Отдельной задачей является реконструкция состава флюида.

В корневой части массива исследована геохимия метасоматических пород, представляющих собой последовательные зоны фенитизации плагиогнейсов, а также щелочных мигматитов и автохтонных миаскитов (1). Также исследована геохимия метасоматических пород, представляющих собой последовательные зоны фенитизации амфиболитов с образованием меланократовых карбонатитов (2). Образование и тех, и других связано с воздействием, по-видимому, мантийного флюида, наличие которого только и может объяснить имеющиеся концентрации редких элементов. В апикальной части массива исследована геохимия аллохтонных миаскитов и метасоматических пород, представляющих собой последовательные зоны метасоматической колонки фенитизации плагиогнейсов же (3) при внедрении миаскитов.

Выявлены отличия фенитов, образованных при воздействии глубинного флюида на плагиогнейсы (1) и амфиболиты (2). В обоих случаях от передовых, менее измененных зон (фенитизированных плагиогнейсов или амфиболитов), через различные фениты, к тыловым зонам уменьшается концентрация SiO_2 . Однако при метасоматозе плагиогнейсов характерно одновременное увеличение концентраций Al_2O_3 , Na_2O , в то время как при метасоматозе амфиболитов уменьшаются также концентрации Fe_2O_3 , и увеличиваются – CaO . Естественно, и геохимия различна.

Одним из индикаторов принадлежности карбонатно-силикатных меланократовых метасоматитов к колонке фенитизации амфиболитов (2) являются высокие концентрации Cr , Ni , Co , уменьшающиеся к карбонатитам. В обоих случаях к тыловым зонам возрастают концентрации REE , Y , Sr , но в (1) при мигматизации и

выплавлении миаскитов (т.е. в тыловых зонах) они несколько меньше и, в общем, постоянные. Отношения Ba/Sr и Sr/Rb изменяются в обоих случаях от малоизмененных пород к тыловым зонам также однонаправленно (уменьшается и увеличивается, соответственно). Однако величины их существенно различны. Кроме того, при мигматизации и миаскитизации – в тыловых зонах метасоматической колонки изменения плагиогнейса (1) - эти и другие индикаторные отношения практически постоянны.

Анализ распределения редкоземельных элементов в последовательных зонах метасоматической колонки (1) позволяет разграничить собственно метасоматический процесс и процесс мигматизации и выплавления как образование тыловой зоны метасоматической колонки магматической стадии. Появление и эволюция Eu-аномалии соответствуют закономерностям, выявленным при исследовании эндербит-чарнокитовой ассоциации (Абрамов, Курдюков, 1997) и воспроизведенным моделированием распределения REE при явлениях магматического замещения и метамагматизма (Абрамов, 2001). Т.е. мигматизация и образование автохтонных миаскитов обусловлены фильтрацией флюида через породы и магму.

Различия геохимии автохтонных и аллохтонных миаскитов, предмагматических и синмагматических фенитов, а также предмагматических и синмагматических карбонатитов были установлены ранее (Самойлов, Роненсон, Собаченко, 1987): индикаторными являются отношения K/Ba, K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf, различные тенденции фракционирования Sr и Ba, распределение REE.

Среди аллохтонных миаскитов выделяются так называемые «такситовые» миаскиты, в которых до 12% кальцита, равновесного с нефелином, калиевым полевым шпатом и биотитом. Концентрации редких элементов в этих типах миаскитов (Sr и P, La и Sm) на логарифмических графиках образуют прямые линии, что свидетельствует об их принадлежности одной дифференцированной серии.

Исходя из анализа имеющихся в литературе крайне немногочисленных экспериментальных данных (Green, 1994; Bau, 1996; Bai, Koster van Groos, 1999; Veksler, Keppler, 2000; Щекина, Граменицкий, 2002) по определению коэффициентов распределения элементов магма/флюид (разных составов), можно предполагать, что глубинный флюид, обогащенный редкими элементами, был щелочной (существенно натриевый), углекислый, низкокальциевый и низкофтористый.

Авторы благодарны РФФИ, грант № 02-05-64904, за финансовую поддержку.

Литература

- Абрамов С.С. ДАН, 2001, т.376, №6: 798-800.
Абрамов С.С., Курдюков Е.Б. Геохимия, 1997, №3: 260-268.
Левин В.Я., Роненсон Б.М. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, №11: 19-31.
Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. М.: Недра, 1966, 173с.
Роненсон Б.М., Утенков В.А., Левин В.Я. Бюлл. Моск.о-ва испытателей природы, отдел геол., 1984, т.59, вып.1: 56-67.
Самойлов В.С., Роненсон Б.М., Собаченко В.Н. Докл. АН СССР, 1987, т.296, №4: 976-980.

Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н. Вестник Отделения наук о Земле РАН, 2002, №1: 20. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, 1997. 274с.

Bai T.B., Koster van Groos A.F. Geoch. Cosmoch. Acta, 1999, v.63, N7/8: 1117-1131. Bau M. Contrib. Mineral. Petrol. 1996, v.123: 323-333.

Green D.H. Chem. Geol., 1994, v.117: 1-36.

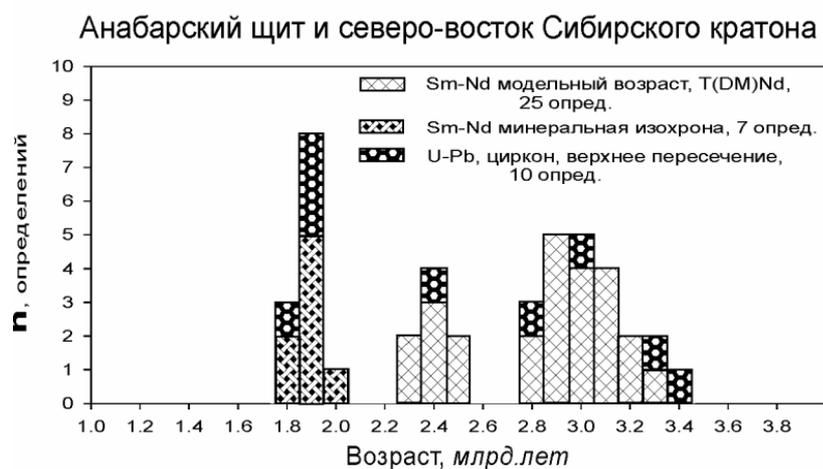
Veksler I.V., Keppler H. Contrib. Mineral. Petrol., 2000, v.138: 27-34.

О.М.Розен

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: roseno@ilran.ru

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ — МАРКЕРЫ АМАЛЬГАМАЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА

В пределах Сибирского кратона наибольшую площадь занимают два комплекса: гранулит-гнейсовый комплекс и гранит-зеленокаменный комплекс базальтоидных синформ, плавающих среди гранитоидов (Петров и др., 1985). Оказалось, что разновозрастные террейны кратона сложены преимущественно тем или другим комплексом, и соответственно, именуются гранулит-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными террейнами (Rosen et al., 1994). Ювенильное вещество гранулит-гнейсовых террейнов отделилось от истощенной мантии 3.3 и 3.0 млрд.лет назад, а гранит-зеленокаменных – 3.5 и 2.5 млрд.лет назад. Развивавшиеся на их фундаменте вулканогенно-осадочные комплексы складчатых поясов формировались 2.4 и 2.1 млрд.лет назад. Разделяющие террейны зоны разломов (коллизийные зоны, сутурные швы), остались на месте столкновения микроконтинентов. Они сложены преимущественно апомилонитовыми гнейсами, а также мигматитами и гранитоидами коллизийного геохимического типа, датировки которых группируются около 1.9 и 1.8 млрд.лет.



На гистограмме изотопных датировок (Рисунок) показан региональный пример. Вероятный возраст гранулит- гнейсового вещества – $T_{(DM)Nd}$, а также возраст магматизма по цирконам, составляют 2.9 – 3.3 млрд.лет, тогда как в наложенных

складчатых поясах (Вюрбюрский, Хапчанский, Эекитский) возрасты вещества и магматизма близки и составляют 2.4 млрд.лет. Цифры 1.8–1.9 млрд.лет характеризуют цирконы мигматитов и гранитоидов в коллизионных зонах, также как и возраст гранулитового метаморфизма прилегающих террейнов (Sm-Nd минеральные изохроны), причем поступления ювенильного вещества– датировок $T_{(DM)Nd}$ – в это время не устанавливается. Очевидно, что гранитообразование внутри коллизионных зон определялось парциальным плавлением вещества коры и сопровождалось синхронным ареальным гранулитовым “сухим” метаморфизмом в соседних террейнах. Такое возрастное совпадение является необходимым условием и показателем температурной релаксации (саморазогрева) в коре, утолщенной во время коллизии.

Коллизионные гранитоиды позднего палеопротерозоя (1.9-1.8 млрд.лет) широко распространены на всех континентах и, очевидно, маркируют глобальный процесс амальгамации древнего суперконтинента (Rosen, 2002). Сибирский кратон является частью этого суперконтинента (Пангея-1). Он возник из обломков архейского суперконтинента (Пангея-0), которые выступали в качестве микроконтинентов со своими палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными чехлами, превращенными после коллизии в складчатые пояса. (Грант РФФИ 00-05-64784).

Литература

Rosen O.M. Russian Journal of Earth Sciences, 2002, Vol. 4, No. 2 [PDF], <http://rjes.wdcb.ru/cont0402.htm/>

Петров А.Ф., Гусев Г.С, Третьяков, Ф.Ф, Оксман В.С. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука. 1985, с.9-39.

Rosen, O.M., Condie, K.C., Natapov, L.M. and Nozhkin, A.D. Archean crustal evolution, Elsevier, Amsterdam, 1994, p. 411-459.

А.Е.Романько, А.Т.Савичев, В.Н.Шилов, Т.Ф.Щербакова, Л.Б.Ефремова

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,
romanko@ilran.ru*

О ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МАНТИЙНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ И ИХ ВОЗМОЖНЫХ АНАЛОГОВ

Детальное геохронологическое датирование сумий-сариолийских магматогенных образований Балтийского щита с возрастом 2.504 – 2.33 млрд. лет в последнее время (Balashov et al., 1993; Mitrofanov et al., 1993) позволило скоррелировать крупные расслоенные, существенно габброноритовые интрузивные массивы, несущие важное сульфидное Cu-Ni-PGE оруденение (относительно новый малосульфидный платинометалльный тип минерализации) с аналогами Скандинавии (2.44 млрд. лет), Шотландии (2.42 млрд. лет) Канады (2.473 и 2446 млрд. лет) и Гренландии, а позднее - Австралии, Южной Африки (Великая дайка Родезии – 2.46 млрд. лет), Антарктиды и т.д. (Crawford et al., 1989; Alapieti et al., 1990; Condie et al., 1994; Heaman, 1997; Boily & Dion, 2002). Ассоциирующие с указанными габброноритовыми, лерцолит-

габброноритовыми расслоенными интрузивами высококремнеземистые (в оригинале упомянутый термин предложен для архейских пород) или бонинитоподобные (БП) преимущественно сариолийские вулканиты зон Пана-Куолаярви, Кумса, Печенга (в последней зоне - свита ахмалахти или первая, возраст 2.33 млрд. лет) обнаруживают и геохимическое сходство (Romanko et al., 1996). Замечательные многочисленные изотопные характеристики - Sr^{87}/Sr^{86} (Isr), ниже 0.7045, в том числе и показательное низкое 0.7026, и умеренно отрицательный ϵ_{Nd} , до -2.5 (Bayanova et al., 2000), вместе с геолого-петрогеохимическим анализом выявили очевидную мантийную природу исследуемых образований, подверженных умеренной контаминации, по-видимому, на глубине свыше 660 км, в нижней мантии.

Представляет интерес вариант, допускающий смещение плиты на 1500 км относительно фиксированного на глубине плюма за 30 млн.лет, если принять скорость плиты в 5 см/год. В таком случае и большая протяженность, например, роя даек Маккензи, Северная Америка - свыше 3000 км - находит удовлетворительно объяснение. Очень крупные магматические провинции на рубеже архей/протерозой предположительно связывают с мощным тектонотермальным событием в это время (в том числе, с распадом позднеархейского суперконтинента) с последующим фундаментальным изменением тектонотермального стиля Земли. В связи с этим предполагаются: изменение магнитного поля Земли, диссипация мантийных плюмов или плотностной коллапс ядра с выделением тепла. Столь мощный магматизм вблизи рубежархей/протерозой сопоставляют с известными крупными магматическими явлениями мезозоя. Помимо, плюмового источника обсуждается и участие (возможно, опосредованное) другого, островодужного источника в задуговой генерации БП расплавов, что согласуется с переслаиванием коматиитов и БП в отдельных случаях (Voily, Dion, 2002).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-64130 и 03-05-64805).

М.С.Ружьева

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С-Петербург,
e-mail: komati@mail.ru*

ОЦЕНКА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ УРАГУБСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Исследование вариаций содержания главных и редких элементов в коматиитах, коматиитовых базальтах и базальтах Урагубской зеленокаменной структуры (Кольский полуостров) позволило предложить модели петрогенезиса вулканитов.

Базальты и коматиитовые базальты. Результаты балансовых расчетов с использованием коэффициентов распределения минерал-расплав, свидетельствуют о том, что изменение содержаний главных и редких элементов в базальтах и коматиитовых базальтах связано с фракционированием $cPx+Pl$ и $cPx+Pl\pm Ol$, соответственно. В зависимости от преобладания в кумулате основных вулканитов той или иной фазы можно качественно оценить давление в области кристаллизации полученных минеральных ассоциаций. Оливин является ведущей ликвидусной фазой

в расплавах базальтов при низких давлениях, но исчезает при давлениях, превышающих 9 кбар. Плагноклаз преобладает в кумулате расплавов базальтов при давлениях менее 12 кбар. С увеличением давления до 7-10 кбар в базальтах расширяется поле устойчивости cPx, который становится ведущей ликвидусной фазой. Экспериментальные исследования свидетельствуют, что расплавы базальтов с содержанием MgO порядка 7 вес.% образуются при давлении менее 10 кбар и температурах 1200-1250⁰С, поскольку при больших давлениях температура ликвидуса базальта меньше чем температура солидуса сухого перидотита. Первичная выплавка, соответствующая по составу коматиитовым базальтам (MgO 9,7 вес. %), может появляться при давлениях порядка 10 кбар и температуре ниже 1350⁰С. Следовательно, кристаллизационная дифференциация базальтов происходила при температурах 1200⁰-1250⁰С и давлениях 7 – 9 кбар, коматиитовых базальтов - при температурах 1300⁰-1350⁰С и давлениях 3 – 9 кбар.

Коматииты. По химическому составу коматииты разделяются на две группы с разным содержанием редких элементов. Результаты моделирования эволюции коматиитов в ходе кристаллизации и осаждения оливина, свидетельствуют о том, что вариации химического состава коматиитов не связаны с процессом кристаллизационного фракционирования. Наблюдаемые вариации содержания редких элементов в коматиитах удовлетворительно объясняются в рамках модели частичного плавления мантийного перидотита.

Геохимические особенности коматиитов, в частности различия значений Ti/Zr отношений для двух групп коматиитов (94 в высокотитанистых и 68 в низкотитанистых коматиитах) свидетельствуют о том, что исходные расплавы коматиитов были выплавлены из двух мантийных субстратов с разным химическим составом. Так как в процессах плавления в составе рестита остаются фазы (Ol, oPx, cPx и Gr) не изменяющие Ti/Zr отношение, состав выплавки характеризует состав субстрата. Перераспределение Ti и Zr между выплавкой и минералами рестита одинаковое для этих минералов и, поэтому, не зависит от их соотношений. Результаты балансовых расчетов также свидетельствуют о том, что расплавы высокотитанистых коматиитов образовывались из мантийного лерцолита без граната в рестите, расплавы низкотитанистых находились в равновесии с гранат-клинопироксеновым реститом. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что давление, при котором происходит инверсия ликвидусных фаз и гранат становится основным минералом рестита, составляет приблизительно 60 кбар. Следовательно, магмогенерация коматиитов двух типов происходила при разных давлениях. Образование серии выплавки высокотитанистых коматиитов происходило в интервале 35-60 кбар, низкотитанистых коматиитов - 60 – 90 кбар. Температуры ликвидусов коматиитов, рассчитанных на основе зависимости магнезиальности (mg#) расплава от температуры, составляют 1500 - 1650⁰С. Небольшой температурный интервал ликвидусов коматиитовых расплавов и близкий петрохимический состав коматиитов двух типов свидетельствуют о плавлении мантийного субстрата в небольшом диапазоне глубин, вблизи области инверсии ликвидусных фаз при давлении 60±10 кбар.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ №№ 01-05-64909, 03-05-06083

В.В.Рябов, М.В.Кириллов

Институт геологии СО РАН, Новосибирск, e-mail: trapp@uiggm.nsc.ru

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СИЛЛА КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТОВ ТАЙМЫРА

Интрузии с проявлением контрастных по составу контактовых и центральных зон массивов представляют большой петрологический интерес. Для объяснения этого явления привлекаются различные механизмы дифференциации и кристаллизации расплава, эффект Соре, эшелонированное внедрение расслоенной на глубине жидкости и др. Подобный тип интрузий, контактовые фации которой имеют трахибазальтовый состав, а центральная зона сложена кварцевым сиенитом, встречается в Центральном Таймыре. Они рассматриваются норильскими геологами как одна из интрузивных фаз массива Луктах-Дюмталей.

Изученная интрузия представляет собой субпластовое тело мощностью 91 м, в разрезе которого выделяются три зоны: верхняя контактовая (2,5 м), центральная (85 м) и нижняя контактовая (4 м). Контактные зоны сложены плагиоклазовым порфиритом, центральная – порфировым кварцевым сиенитом. Сверху - вниз по разрезу породы указанных зон имеют состав (в мас.%): SiO₂ 47,05; 64,93; 48,47; TiO₂ 1,41; 11,25; 1,48; Al₂O₃ 15,03; 14,41; 15,38; Fe₂O₃ 2,47; 2,63; 2,80; FeO 10,77; 3,56; 8,47; MnO 0,56; 0,27; 0,49; MgO 6,19; 1,10; 6,43; CaO 7,92; 2,32; 7,53; Na₂O 2,20; 5,46; 4,33; K₂O 2,88; 3,12; 1,64; P₂O₅ 0,13; 0,19; 0,12; п.п.п. 2,11; 0,28; 3,41; CO₂ 0,12; 0,20; 0,30; S 0,10; 0,17; 0,10.

Породы состоят из полевого шпата (65–90%), амфибола (3–7%), Fe-Ti-оксидов (3–7%), стекла + палагонита (5–20%), сфена, кальцита, пирротина, апатита (до 3%) и кварца (до 5%). Под микроскопом породы имеют порфировую и порфировидную структуру, основная масса стекловатая, криптокристаллическая, микролитовая до полнокристаллической гипидиоморфнозернистой. Степень раскристаллизации пород увеличивается по мере удаления от контактов. Порфировые выделения в верхней контактовой зоне составляют 10-15%, в нижней – 3-5%. При переходе в центральную зону их количество быстро возрастает до 30-35% и становится в ней стабильным. Размер вкрапленников варьирует от 1-2 до 6-7 мм. Они проявляются по одиночке и в сростаниях по 2-3 до 5-7 индивидов.

Крупные фенокристаллы и их гломероскопления имеют овальную форму и губчатое внутреннее строение, которое создают многочисленные (до 20%) амебовидные включения стекловатого базиса породы. Вокруг включений располагаются широкие дворники, которые порою сливаются с соседними и создают пятнистое угасание вкрапленника под микроскопом и его переменный состав.

В порфиритах закалочных фаций интрузии фенокристаллы имеют однородное внутреннее строение и состав олигоклаза $Ab_{79-86}Ort_{3-14}An_{26-27}$. Они обрастают тонкой каймой калишпата $Ab_{13}Ort_{86}An_1$. Центральные части крупных губчатых вкрапленников имеют состав несколько раскисленного олигоклаза $Ab_{79-86}Ort_{2-7}An_{11-16}$, краевые зоны отвечают альбиту $Ab_{89}Ort_2An_9$. В реакционных дворниках возрастает доля олигоклазового компонента – $Ab_{69-77}Ort_{12-20}An_{13-11}$. В базисе пород отмечается зернистый агрегат альбита Ab_{89} .

$97\text{Oрт}_2\text{Ан}_{9,1}$ и калишпата $\text{Аб}_{2,9}\text{Орт}_{98,91}$, реже - анортоклаз $\text{Аб}_{13,25}\text{Орт}_{86,74}\text{Ан}_1$. В сиенитах в ассоциации с ними находится кварц.

Амфиболы представлены актинолитом, общая железистость (f) которого в кровле тела 41-47ат.%, в подошве 35-40ат.%, в составе минерала определено (в мас.%): F 0,28-0,47; Cl 0,10-0,24. В сиенитах установлены актинолиты (f 24-33ат.%, F 1,06-1,73; Cl 0,10-0,13мас.%), рихтерит (f 39ат.%) и роговая обманка (f 51-73ат.%; F 0,50-0,63; Cl 0,63-1,85мас.%).

Fe-Ti оксиды из включений в кристаллах олигоклаза из порфириров представлены ульвошпинелью (TiO_2 34,97; MnO 1,54; MgO 0,17; V_2O_5 0,35 мас.%), в губчатых вкрапленниках – ильменитом (TiO_2 48,2-49,4; MnO 3,71-5,71; MgO 0,05-0,14; V_2O_5 0,07-0,23 мас.%). В сиенитах главной оксидной фазой является магнетит (TiO_2 0,18-5,77; MnO 0,09-2,14; MgO 0,02-0,31; V_2O_5 0,23-0,42 мас.%).

Проведенные исследования позволяют предполагать, что несоответствие состава контактовых и центральной зон интрузии обусловлены ликвационным расщеплением трахибазальтового расплава. В процессе внедрения расплава происходило обособление жидкости щелочно-полевошпатового состава в виде эмульсии, коалесценция ее с образованием губчатых вкрапленников и концентрирование их в тыловой части магматической колонны.

О.Г.Сафонов*, **Л.Л.Перчук****, **Ю.А.Литвин***

* *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка,
e-mail: oleg@iem.ac.ru*

** *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
e-mail: llp@geol.msu.ru*

КАЛИЙСОДЕРЖАЩИЙ КЛИНОПИРОКСЕН - КЛЮЧ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ЖИДКОСТЕЙ

В докладе приводятся экспериментальные данные о равновесиях калийсодержащего клинопироксена (*КСрх*) в системах $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-NaAlSi}_2\text{O}_6\text{-KAlSi}_2\text{O}_6$ и $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$ при $P = 4 - 7$ ГПа. Эксперименты позволили сделать следующие выводы об эволюции состава *КСрх* и сосуществующих фаз в этих модельных системах в сравнении с природными ассоциациями.

1) Максимальное содержание K_2O в *КСрх*, подтвержденное рентгеноструктурными данными (Bindi et al., 2002), достигает 5.0-5.6 мас. % при 7 ГПа. При давлениях 4-5 ГПа содержание K_2O в *КСрх* может достигать уровня, характерного природным *КСрх* (1-1.5 мас. %).

2) Содержание K_2O в *КСрх* неравномерно возрастает с давлением. Максимально быстрый рост содержания калия в *КСрх* отмечен в интервале 6-7 ГПа.

3) Содержание жадеитовой составляющей, Са-молекул Чермака и Эскола в синтезированных *КСрх* близко к содержанию этих компонентов в природных *КСрх*. Жадеит оказывает наиболее сильное негативное влияние на вхождение калия в *КСрх*.

4) В экспериментах воспроизведены характерные природные минеральные ассоциации *КСрх*. В изученном интервале давления и составов систем *КСрх*

существует с богатымgrossуляром гранатом - наиболее распространенным минералом-спутником *KCrx* в глубинных парагенезисах. Ассоциация *KCrx* с Сагранатом, калиевым полевым шпатом и алюмосиликатным расплавом получена при $P = 6$ ГПа. Отмечена несовместимость фазовых полей *KCrx* и кианита, разделенных полей граната.

5) В зависимости от давления, температуры и состава системы *KCrx* существует с расплавом, содержащим 11-20 мас. % K_2O , 13-19 мас. % Al_2O_3 и 55-65 мас. % SiO_2 .

Полученные экспериментальные данные обобщены с результатами ранее опубликованных экспериментов и применены к ассоциациям *KCrx* из «эклогитовых» включений в алмазах из кимберлитов (на примере трубки «Мир», Соболев и др., 1983) и лампроитов (на примере трубки «Аргайл», Jaques et al., 1989). Экспериментальные данные свидетельствуют, что кристаллизация природных *KCrx* происходила при $P < 6.5-7$ ГПа в равновесии с ультракалиевыми алюмосиликатными или карбонатно-силикатными расплавами. Включения таких расплавов известны в алмазах из кимберлитов и лампроитов (Navon et al., 1988; Новгородов и др., 1990; Israeli et al., 2001).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 01-05-64775, 03-05-06289 и 02-05-64684, приоритетной программы ОНЗ РАН 10-6/2003, Программы конкурсов-экспертиз для молодых ученых РАН (грант № 323) и European Academia Foundation.

Литература

Новгородов П.Г., Буланова Г.П., Павлова Л.А., Михайлов В.Н., Угаров В.В., Шибанин А.П., Аргунов К.П. Доклады АН СССР, 1990, т. 310, № 2, с. 439-443.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Усова Л.В. В сб. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 4-16.

Bindi L., Safonov O.G., Litvin Yu.A., Perchuk L.L., Menchetti S. Eur. J. Min., 2002, v. 14, p. 929-934.

Israeli E.S., Harris J.W., Navon O. Earth Planett. Sci. Lett., 2001, v. 5807, p. 1-10.

Jaques A.L., Hall A.E., Sheraton J.D., Smith C.B., Sun S-S., Drew D.M., Foudoulis C., Ellingsen K. In Kimberlites and related rocks, Vol. 2: Their mantle/crust setting, diamonds and diamond exploration. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ., 1989, v. 14, p. 966-989.

Navon O., Hitchen I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J. Nature, 1988, v. 325, p. 784-789.

В.Г.Сахно

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sakhno@mail.primorye.ru*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА АМУРСКОГО БЛОКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ-КАЙНОЗОЕ

На протяжении позднего мезозоя и в кайнозое Амурский геоблок (Красный, 1984) характеризовался интенсивной внутриплитной активностью. В этот интервал времени большая часть геоблока была вовлечена в сводовое воздымание (Золотов, 1976) с последующим формированием протяженных рифтов. Ядерная часть свода вдоль системы разломов была опущена и образовались осадочно-вулканогенные бассейны внутрикратонного типа. В пределах рифтов и по периферии впадин проявился разновременный внутриплитный магматизм.

Под центральной частью Амурского мегасвода располагается огромный мантийный диапир Восточной Азии (Ma et al., 1989). Мощность коры сокращается до 30 км и наблюдается высокий тепловой поток. Поднятия поверхности Мохо фиксируются и в рифтовых трогах, которые определяли на протяжении мезозоя и кайнозоя внедрение глубинных расплавов. По периферии свода развиты более мелкие сводовые поднятия, в пределах которых отмечаются зоны разуплотнения, уходящие в мантию на глубину 70-100 км.

Для Амурского геоблока свойственно проявления глубинного щелочно-ультраосновного (трубки, частично алмазоносные), щелочно-основного (лампроитовый и меймечит-пикритовый) и пикрит-щелочно-базальтового и базальтового (плато-базальты) магматизма (Сахно Моисенко, 2002; и др.). Анализ геологических, геофизических, изотопно-геохимических данных этих комплексов предполагает развитие в Амурском блоке глубинного плюма, в голове которого при высоком флюидном потоке восстановленных газов и температуре возникли условия для генерации расплавов и появления большеобъемных внедрений базальтоидов, трубок взрыва щелочно-основного и ультраосновного состава, а также кислых магм с внутриплитными характеристиками.

По результатам петрологических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований (изотопия Pb, Sr, Nd, O и REE) сделан анализ и проведены сопоставления с данными по нижней верхней мантии и MORB (Hofmann, 1988; и др.), а также проведена корреляция внутриплитных событий в позднем мезозое и кайнозое, позволившая расшифровать геодинамические условия вулканизма: а) сделан вывод, что магматическая активность связана и контролировалась мантийными плюмами, входящими в систему Северо-Азиатского суперплюма; б) намечается длительное, многоэтапное развитие плюмового вулканизма – с позднего палеозоя до современных извержений с некоторыми перерывами в раннем мезозое (триас-средняя юра); в) учитывая данные абсолютных возрастов в позднем палеозое и позднем мезозое, развитие внутриплитного глубинного вулканизма (трубки взрыва) контролировалось восходящим плюмом, положение которого было стационарным, а смещение континента на юго-запад было минимальным (первые сотни км), а в палеогене-неогене смещение отсутствовало, что подтверждается и палеомагнитными

исследованиями (Otofuji и др., 1995; и др.); d) в кайнозойе формируется система мультиплюмов: более ранние центры (палеоген- ранний миоцен) проявляются по периферии свода, более поздние – ближе к ядерной части свода, а голоценовые – в центре свода; e) "центростремительная" направленность внутриплитного вулканизма характеризуется и повышением степени деплетированности радиогенных изотопов (особенно Pb) магмы от древних к современным этапам вулканизма; f) характер изотопных соотношений предполагает вклад (с различной долей) EM-1, EM-2, DMM, MORB, при этом для ранних (Pz₂-K₁) эволюция направлена от EM-2 в направлении MORB; для Pg-Q₄ – в направлении EM-1.

Особенности развития внутриплитного вулканизма и геодинамический режим их проявления находят свое объяснение с позиций восходящего плюма.

Литература

- Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра. 1984. 224 с.
Золотов М.Г. // Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток. 1976. С. 3-33.
Ma Li., Yang Jiliang and Ding Zhengyan. Chinese Sedimentary Basin. Elsevier Sci. Publ. B.V. 1989. P. 77-87.
Сахно В.Г., Моисеенко В.Г. // Мат. Междунар. симпоз. "Мантийные плюмы и металлогения". Петрозаводск-Москва. 2002. С. 196-203.
Hofmann A.W. // Eart Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 297-314.
Otofuji Y., Matsuda T., Staya T., Sakhno V.G. // Eart. Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 130. P. 95-108.

С.А.Светов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ АРХЕЙСКИХ КОНВЕРГЕНТНЫХ ЗОН В.ФЕННОСКАНДИИ (ПЛУМОВО-КОРОВЫЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ)

Детальное геологическое изучение породных ассоциаций в пределах верхнеархейских зеленокаменных доменов В.Фенноскандии позволяет предполагать их формирование на различных этапах эволюции межмикроплитной конвергентной системы типа “протоокеан – островная дуга – протоконтинент”.

Реперным объектом для изучения корреляции типов магматических систем с геодинамическими этапами межмикроплитных взаимодействий в верхнем архее стал Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, расположенный в центральной части Карельского кратона и протягивающийся в субмеридиональном направлении на расстояние около 300 км при ширине 50-60 км. Уникальной чертой зеленокаменного пояса является хорошая сохранность архейских вулканогенно-осадочных ансамблей в ряде локальных доменов (Хаутаваарском, Койкарском, Паласельгинском, Семченском, Совдозерском и др.), при этом наибольшее развитие имеют: коматиит-базальтовая ассоциация (в интервале 3.05-2.95 млрд.лет) и андезитовая и андезидацитовая ассоциации двух уровней – 3.05-2.95 и 2.90-2.85 млрд.лет. Комплексный анализ показал, что:

Древнейшие андезитовые ассоциации маркируют реликты энсиалической островодужной системы в доменах Няльмозеро – Игноила – Хаутаваара – Чалка с возрастом вулканизма 2.95-3.05 млрд.лет. Вулканиды представлены BADR-серией, характеризуются повышенными содержаниями Cr, Ni в первичных выплавках и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах, отношения Sr/Y<12, Ce/Nb<4.5, Th/Nb <0.72 близки островодужным сериям. Для лав типичны обогащенные ЛРЗЭ спектры ((La/Sm)_n = 1.67±0.98, с выполаживанием в области ТРЗЭ (Gd/Yb)_n = 1.26±0.14, (Ce/Yb)_n=2.75±1.69). Субвулканиды по геохимической характеристике относятся к адакитам, и от пород известково-щелочного ряда отличаются высокими содержаниями Ba (470 ppm), Sr (480ppm), Zr (218ppm), Cs (7.28ppm); пониженными MgO (1.7-1.9 мас. %), Ni (ppm.), Co (10 ppm.), V (63-66 ppm.), Nb (4.8-5.2 ppm.), Y (9-11 ppm.), Sc (5-6 ppm.), Ta (0.25-0.35 ppm.) и всех ТРЗЭ. Субдукционная система сформировалась на западной окраине “Водлозерского” протоконтинента и трассируется на всей протяженности зеленокаменного пояса.

Коматиит-базальтовые породные ансамбли доменов Хаутаваара – Киндасово – Койкары – Семчь – Совдозеро - Паласельга – Остер – Листья Губа, (CaO/Al₂O₃<1, 17<Al₂O₃/TiO₂<30, 80<Ti/Zr<130, Zr/Y≅2.5, Nb/Y≅0.3, (Nb/La)_n=0.7-3, (La/Sm)_n ≅0.68±0.25, (Ce/Yb)_n =0.89±0.16 (Gd/Yb)_n = 1.05±0.21) образованы синхронно с формированием островодужной серии в интервале 3.05-2.90 млрд. лет, в задуговом океаническом бассейне, вызванном зарождением мантийного плюма.

Второй этап (2.90-2.85 млрд.лет) кислого вулканизма проявлен после перерыва, во время которого произошло приращение древней островной дуги к протоконтиненту с закрытием внутреннего моря, завершившееся обдуцированием части океанического плато на островную дугу и активную континентальную окраину, что привело к заложению молодой вулканической дуги Масельга – Яниш – Корбозеро – Семчь - Эльмус на коллажированном континентальном основании. Ассоциация представлена вулканидами андезидацитового ряда (K₂O/NaO=0.39±0.21, Rb/Sr=0.5-1, (La/Sm)_n =3.00±0.11, (Gd/Yb)_n =2.31±0.35, (Ce/Yb)_n =5.81±0.81.Th (5.2-6.2г/т), Hf (2.6-5.4 г/т), Nb≤10) относимого к андскому типу.

Литогеохимическая характеристика осадочных парагенезов в разрезах подтверждает существование контрастных геодинамических обстановок

приуроченных к отдельным периодам развития конвергентной межмикроплитной зоны. Таким образом, геохимическая характеристика магматических систем является ключевым фактором, свидетельствующим о существовании конвергентных режимов в архее, и подтверждает правомерность выделения в геологической истории верхнеархейских зеленокаменных поясов двух этапов развития: раннего аккреционного и позднего коллизионного, что приводит к формированию ассиметричных структур, совмещению в разрезе пород, сформировавшихся в контрастных геодинамических режимах, и выпадению из него отдельных породных ассоциаций по латерали. Автор выражает признательность “Фонду содействия отечественной науке” за финансовую поддержку исследований.

М.В.Середкин, И.А.Зотов

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, E-mail: seredkin@igem.ru; izotov@igem.ru*

УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ Fe И P В РУДНЫХ ОБЪЕМАХ В СЛОЖНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВАХ

Очевидно, образование эндогенных месторождений полезных ископаемых вообще и Ковдорского месторождения апатит-магнетитовых руд, в частности, является результатом эволюции совокупности глубинных процессов, проявленных в корово-мантийных блоках, вмещающих эти месторождения. Однако редко удается выявить общую особенность эволюции рудогенной системы, свойственную ей от начальных до конечных рудообразующих этапов ее формирования, и Ковдор представляет такое редкое исключение. Формирование Ковдорского сложного по составу ультрамафит-щелочно-карбонатитового магматического массива начиналось с внедрения большого объема ультраосновной (оливинитовой) и клинопироксенитовой магмы, сформировавшей ядро массива. Для образования ультраосновных магм требуется крупно объемное ("тотальное") плавление мантийного субстрата, что возможно при обширной флюидизации мантийного субстрата. Высокая щелочность последующих магм (от ранних к поздним): ийолитовых, мелилитовых и нефелин-сиенитовых может быть связана не с малообъемным плавлением мантийного субстрата, а с флюидно-магматическим взаимодействием первичных магм нормальной щелочности, к примеру пироксенитовых, с оливинитовым субстратом, высокая основность которого повышает щелочность воздействующих на них флюидов в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия их компонентов (Коржинский, 1955). В пользу такой модели ощелачивания магм свидетельствует их обогащенность флюидами, выражающаяся в обширных (шириной в первые километры) фенитовых (слюдяно-диопсидового состава) ореолах вокруг их тел. Обогащенность кальцием мелилитовых магм указывает на углекислотный состав магматических флюидов, рост химической активности которых приводил к образованию ликвидационно связанной пары нефелин-сиенитовых и карбонатитовых магм, по модели Л.Л. Перчука (1971). Этим магмам имманентно свойственна геохимическая обогащенность железом в силу повышенной

растворимости Fe_2O_3 в щелочных магмах и P_2O_5 из-за углекислотного характера магматических флюидов (Когарко, Рябчиков, 1983).

Рудоносная способность этих магм реализуется в процессах фенитизации вмещающих пород специфического состава. Так, фенитизации богатых кальцием вмещающих магмы пород сопутствует образование апатитовых руд, что широко проявлено в экзоконтактах нефелин-сиенитовых магм и ярко выражено в образовании, например, гигантских апатитовых месторождений Хибин (Зотов, 1989) при фенитизации существенно диопсидовых пород ийолитовой серии. В этих случаях Са боковых пород играет роль осадителя P_2O_5 в форме апатита, а выносимый в соединении с фосфором калий вызывает сопутствующие калишпатизацию или флогопитизацию. Для осаждения железа из фенитизирующего раствором необходим окислительный барьер, обычно отсутствующий в экзоконтактах нефелин-сиенитовых магм.

Флюиды карбонатитовых магм тождественны таковым нефелин-сиенитовых расплавов в силу ликвидационных соотношений сопоставляемых магм. Поэтому при фенитизирующем воздействии магматических флюидов карбонатитовых магм на богатые кальцием вмещающие породы, как и в случаях с нефелиновыми сиенитами можно ожидать образования апатитовых руд. Именно это и происходит в Ковдорском массиве, где тела магматических карбонатитов прорывают существенно диопсидовые ийолиты и, главным образом, слюдяно-диопсидовые фениты предшествующих магматических фаз. В Ковдорском массиве флюиды карбонатитовых магм воздействуют также на форстеритсодержащие оливиниты и форстеритизированные (одновременно с апатитизацией) слюдяно-диопсидовые фениты. При воздействии флюидов карбонатитовых магм на форстеритсодержащие породы в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворах (Коржинский, 1955) растворение в последних сильного основания (MgO) должно сопровождаться ростом окислительного потенциала, что и ведет к осаждению магнетита и образованию магнетитовых руд.

Таким образом, образование Ковдорского апатит-магнетитового месторождения обусловлено воздействием трансмагматических флюидов карбонатитовых магм на богатые диопсидом и форстеритом вмещающие породы, порожденные процессами, предшествующими карбонатитовым магмам. Первоначальным импульсом рудогенной системы был поток мантийных флюидов. *Грант РФФИ № 00-05-64185.*

В.Ф.Смолькин, Ж.А.Федотов, Т.Б.Баянова

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты. e-mail: smolkin@geoksc.apatity.ru

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В пределах центральной части Кольского п-ова известно большое количество расслоенных интрузий базит-ультрабазитового состава раннепротерозойского возраста, из которых наиболее крупными являются Мончеплутон (или

Мончегорская) и Главного хребта (или Монче-Чуна-Волчьих тундр). Они относятся к разным формационным типам – перидотит-пироксенит-габброноритовой и габбронорит-анортозитовой, геологические и возрастные взаимоотношения между ними являются предметом многолетних дискуссий. Основными гипотезами являются следующие:

1) интрузии Главного хребта были сформированы в позднеархейский, а Мончеплутон – в протерозойский цикл, последний завершал формирование Имандра-Варзугской зоны и представлял собою межформационную интрузию (Козлов, 1973; Юдин, 1980); 2) рассматриваемые интрузии являются одновозрастными и породы Главного хребта наращивают общий разрез Мончеплутона (Шарков, 1980); 3) интрузии Главного хребта являются более молодыми на 45-50 млн. лет по отношению в Мончеплутону, что было установлено на основе U-Pb геохронологии пород Монче-тундры (Митрофанов и др., 1993). В течение 1997-2002 гг. выполнялись комплексные геологические, петрологические и изотопные (U-Pb, Sm-Nd) исследования, результаты которых не подтвердили ни одну из выше перечисленных гипотез.

1. Мончеплутон является многофазным и его формирование происходило путем многократного внедрения высокомагнезиальных расплавов, с заполнением первоначально северо-восточной, а затем восточной камер, которые объединяются в районе так называемого Дунитового блока.

2. Внедрение Мончеплутона произошло до заложения Имандра-Варзугской зоны, в дорифтогенный этап. Общий период его формирования превышает 15 млн. лет (2507-2493 млн. лет). Наиболее молодыми являются платиноносные метагабброиды предгорья Вурэчуайвенч, слагающие восточную часть восточной камеры.

3. Породы и хромитовые руды Дунитового блока претерпели в посткристаллизационную стадию пластические деформации в условиях высоких температур и давлений, и пересекаются крупными дайками основного состава, возраст которых близок к возрасту Мончеплутона.

4. Внедрение габбро-анортозитов Монче-тундры, отделенных от ультраосновных пород Мончеплутона крупной тектонической зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов, происходило в период 2505-2501 млн. лет. Ранее опубликованные U-Pb данные для пород Монче-тундры (2488-2453 млн. лет) не подтвердились; заниженные цифры обусловлены, по-видимому, частичным раскрытием изотопных систем в результате динамометаморфических процессов.

5. Глубинные источники для обеих интрузий имеют аномальные и относительно близкие изотопные характеристики: первичное отношение $e_{Nd(T)}$ колеблется от -1.37 до -2.98 для пород Мончеплутона и от -0.63 до -1.23 для пород Монче- и Чуна-тундр. Таким образом, породы Мончеплутона и Главного хребта оказались не только близкими по возрасту, но и имели близкий по изотопным характеристикам глубинный источник, который представляет собою смесь мантийного субстрата и глубокометаморфизованных пород нижней коры.

Мончеплутон, судя по геологическим данным, залегает на месте своего формирования, магматические расплавы поступали по крутопадающему каналу, пересеченному структурной скважиной М-1 на глубине 2037-2387 м. Формирование интрузий Главного хребта происходило на больших глубинах,

состав материнских магм был иным, близким к высокоглиноземистым базальтам. Внедрение больших масс основных магм привело к выплавлению кислых расплавов из вмещающих высокоглиноземистых гнейсов архейского комплекса с образованием гранофировых жил.

На место своего современного залегания породы Главного хребта были подняты в более поздний период. Тектонические движения вдоль разлома, разделяющего породы Мончеплутона и Монча-тундры, происходили неоднократно, наиболее интенсивные – на позднем этапе раннего протерозоя, что определено на основе изотопных исследований гранат-амфиболовых парагенезисов. В этот же этап произошло изменение залегания интрузий Главного хребта и ее простирания с северо-западного на северо-восточное. (Грант РФФИ-НЦНИ Франция № 01-05-22001).

С.В.Соколов

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва, vims@df.ru

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ДОЧЕРНИХ ФАЗ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Рассмотрены результаты микрозондового изучения дочерних фаз раскристаллизованных расплавных включений в породообразующих минералах щелочных пород в массивах щелочно-ультраосновной формации (Романчев, Соколов, 1979; Соколов, 2000; Henderson et al., 1999; Nielsen et al., 1997; Veksler et al., 1998; новые данные автора). Объектами изучения стали включения в оливине, мелилите, клинопироксене, нефелине и перовските из пород массивов Вуориярви (щелочной пикрит), Квараха (оливиновый меланефелинит), Ковдор (кугдит, турьяит, ийолит), Гардинер (ункомпагрит, мелилитолит, турьяит, мельтейгит), Гулинский (кугдит), Кугда (мелилитолит).

В поликристаллическом агрегате, выполняющем полости включений, в подавляющем большинстве случаев присутствуют фазы пироксена, флогопита, нефелина, магнетита, перовскита, апатита, карбонатов и сульфидов (преобладает джерфишерит). Во многих включениях также установлены оливин (и/или монтичеллит), сфен, гранат, волластонит и силикаты (алюмосиликаты), содержащие в составе летучие (пектолит, куспидин, канкринит, содалит, нозеан). Такое сочетание минералов-узников свидетельствует, что захваченные недосыщенные SiO_2 расплавы были высококальциевыми щелочными с повышенным содержанием титана, фосфора и флюидных составляющих – воды, углекислоты, фтора, хлора, серы.

Как правило, во включениях фиксируется фаза, идентичная минералу-хозяину (показатель насыщенности захваченного расплава его компонентами), которая отличается относительно легкоплавким составом: например, оливин и пироксен становятся богаче железом, но обедняются Cr и Ni, в мелилите повышается доля Na-мелилитового минала.

Особенностью мелилитолитов и турьяитов из массивов Ковдор и Гардинер является сонахождение в мелилитах, клинопироксенах, нефелинах и перовскитах сингенетических включений существенно силикатного и карбонатного (\pm силикаты, магнетит) состава. Их пространственная сопряженность указывает на расслоение

мелилитовых расплавов, которое обуславливает ликвационный генезис позднее образующихся щелочных пород и карбонатитов.

В силикатных включениях из последовательно возникающих минералов одной породы или породной серии прослежено изменение качественного и количественного состава дочерних фаз (также как и химических особенностей), отражающее эволюцию щелочных расплавов в процессе кристаллизационной дифференциации. Изменение химизма одноименных минералов-узников выражается в росте железистости пироксенов и флогопитов и натриевости мелилитов, снижении содержания Cr и Ni в магнетитах и слюдах. Отмечается накопление минералов, которые в позднее образующихся дифференциатах становятся порообразующими. В породах мелилитолитового семейства наиболее отчетливо это проявлено для нефелина, пектолита, натриевых алюмосиликатов, содержащих в составе летучие (канкринит, содалит, нозеан), и карбонатов, что находит отражение в появлении более щелочных фойдолитов и карбонатитов; последние в отличие от ликвационных имеют остаточную природу.

Составы включений говорят о различии расплавов, формирующих мелилитовые и нефелин-пироксеновые породы массивов Гардинер и Ковдор, по содержанию титана, калия, летучих (S, Cl): на первом постоянно присутствуют дочерние фазы сфена, Ti-андрагита, рутила, Ti-магнетита, содалита и нозеана, тогда как на втором они не встречены. Во включениях Ковдорского массива магнетиты низкотитанистые, значительно шире развит флогопит, а помимо кальцита и Na-Ca-карбонатов установлены K-Na-Ca-карбонаты с 5.9-11.7% K₂O.

В целом ассоциации дочерних фаз включений свидетельствуют о преобладании натрия над калием, подтверждая тем самым натриевую геохимическую специфику щелочных пород данных массивов.

Литература

- Романчев Б.П., Соколов С.В. // Геохимия. 1979. № 2. С. 229-240.
Соколов С.В. В кн.: Синтез минералов и методы их исследования. Александров, 2000. С. 282-294.
Henderson // Mineral. Mag. 1999. V. 63. P. 433-438.
Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V. // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 129. P. 331-344.
Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. // Jour. Petrol. 1998. V. 39. P. 2015-2031.

В.Г. Степанец

Вильгельмсхафен, Германия, e-mail: wladimir@stepanez.de

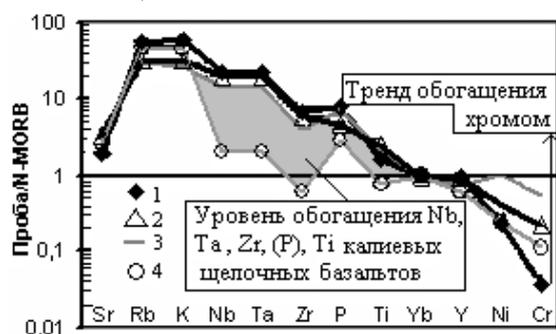
ПЕТРОГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИКА КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ЗАДУГОВЫХ БАССЕНОВ ПОЗДНИХ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.

Калиевые щелочные базальты (КЩБ) широко известны в составе Агырек-Толпакского офиолитового террейна, обнажающегося в восточном борту

Шакшанского задугового прогиба, где они, как правило, надстраивают аренигланвирские терригенно-кремнистые отложения (Степанец и др., 2002).

Выделяются две группы пород: Сrx-Pl гломеропорфировые интерсертальные меланобазальты, Med-Y (24, элементы в г/т), High-Ti ($TiO_2 \sim 3.02-3.70$, окислы в мас. %) с $mg-n=(Mg/(Mg+Fe^{2+}))=31-49$; Pl афировые, массивные апоинтерсертальные и интерсертальные лейкобазальты, High-Y (<40), Med-Ti ($TiO_2 1.98-2.16$) с $mg-n=(23-33)$. Для лейкобазальтов характерно присутствие в основной массе калиевого полевого шпата (K 1.03; Al 0.97; Fe 0.01; Si 2.99) и резкое обогащение магнетитом ($TiO_2=3.3$), титаномагнетитом ($TiO_2=8.0$) и ильменитом относительно меланобазальтов.

КЩБ по характеру накопления элементов ВЗИ существенно отличаются от абиссальных задуговых high-K лейкобазальтов офиолитов Майсора (Рис. 1) и находят геохимическую аналогию со щелочными базальтами океанических островов.



Спайдер-диаграммы калиевых щелочных лейкобазальтов (1), меланобазальтов (2-3) Агырека и абиссальных high-K лейкобазальтов (4) офиолитов Майсора. Положение КЩБ Агырека в разрезе: 1 - ранние; 2 - средние; 3 - поздние.

Высокие концентрации Nb (65-50), Ta (4.4-3.7), Zr (760-680) лейкобазальтов Агырека свидетельствуют, что магматическая камера постоянно подпитывалась мантийным флюидом (Alabaster et al., 1982). Однако относительно низкие содержания Ti и MgO (2.46-1.34), Ni (<30), Cr (<11) калиевых щелочных лейкобазальтов указывают на их образование в условиях высоких концентраций флюидов хлора. Последние, по-видимому, стабилизируют ферришпинелевую фазы и способствуют выносу магния, никеля и хрома из базальтового расплава (Stepanez et al., 2002) и стабилизации титановой [Lassiter et al., 2002] и хромшпинелевой фаз в остаточном расплаве. Это дает основание предполагать, что на раннем этапе магматизма магматическая камера находилась в области влияния зоны субдукции, поставляющей морскую воду, обогащенную солями хлора.

Калиевые щелочные меланобазальты залегают, как правило, в верхах разреза. По отношению к калиевым щелочным лейкобазальтам они обогащены TiO_2 (<3.70), характеризуются постепенным повышением MgO (2.39-5.18), Ni (54-140), Cr (30-160) и понижением Nb (35), Ta (2.38) и Zr (660-350) вверх по разрезу. Это указывает, что по мере закрытия, отмирания зоны субдукции водонасыщенность в магматической камере постепенно убывает, что ведет к уменьшению роли флюидов хлора в магматическом процессе.

Установленная стадийность развития щелочного магматизма в тыловой зоне островодужной системе хорошо согласуется с геодинамическим режимом развития

арениг-ланвирнской Кендыктинской энсиматической внутриокеанической островной дуги.

Литература

- Степанец В. Г., Гридина Н. М., Кеммер А. Г. Современные вопросы геологии. 2-е Яншинские чтения, М., Научный мир, 2002. С. 333-336.
Alabaster T., Pearce J. A., Malpas J. Contrib. Miner. Petrol, 1982. 81. P. 168-183.
Lassiter, J.C.; Hauri, E.H.; Nikogosian, I.K. et al. Earth Planet. Sci. Lett., 2002. Vol. 202, 1.3-4. P. 525-540.
Stepanez, W. G., Kemmer, A: G. GEO2002. Planet Erde, 2002. Heft 21. S. 321-322.

Н.И.Сук, А.Р.Котельников, В.Ю.Чевычелов, А.М.Ковальский

**Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка,
e-mail: suk@iem.ac.ru*

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ ГЕОТЕРМОМЕТРИИ

С целью определения условий минералогенеза исследован ряд образцов содалитовых нефелиновых сиенитов и лопарит-содержащих пород (луявритов, ювитов, фойяит-ювитов и т.п.), включая рудные горизонты, из дифференцированного комплекса и частично из комплекса эвдиалитовых луйавритов Ловозерского щелочного массива. С помощью микрозондового анализа изучены составы, как породообразующих (нефелин, полевые шпаты, клинопироксены, щелочной амфибол, биотит, содалит), так и акцессорных (сфен, канкринит, рамзаит, апатит, карбонаты, сульфиды железа, титаномагнетит, флюорит, эвдиалит, лопарит, ловчоррит и др.) минералов.

Температуры образования исследуемых пород оценивались по различным минеральным геотермометрам (Fsp-Ne, Fsp1-Fsp2, Sod-Ne, Sod-Fsp, Bi-Cpx, Amf-Cpx). Температуры минералогенеза содалитовых нефелиновых сиенитов варьируют в диапазоне от 910 до 400°C, что отражает различные стадии кристаллизации и охватывает весь температурный интервал их формирования. В ряде образцов были обнаружены парагенезисы, содержащие хлор- и сульфат-содалиты. Хлор-содалит встречен в виде включений в нозеанах, что позволяет предполагать наличие области распада содалитового твердого раствора. По составам сосуществующих фаз содалита были оценены температуры образования содалитовых ассоциаций, которые составили 670-560°C, что хорошо согласуется с температурами, полученными по другим минеральным геотермометрам. Для лопарит-содержащих нефелиновых сиенитов температуры составляют ~400°C, что отражает более низкотемпературные условия формирования и, по-видимому, связано с повышенным содержанием флюидных компонентов (в том числе солевых) при их образовании.

По составу клинопироксены из содалитовых нефелиновых сиенитов на диаграмме Aeg-Di-Hed образуют два непрерывных тренда: 1) высокотемпературный (~700-460°C) в среднем от 70 мол.% диоксидового минала – 10-15 мол.% геденбергитового минала до 30 мол.% Di - 30 мол.% Hed;

2) низкотемпературный (450-400°C) от 35 мол.% Di - 10 мол.% Hed до почти чистого эгирина, а клинопироксены из лопарит-содержащих нефелиновых сиенитов отвечают тренду составов от 20 мол.% Di – 10 мол.% Hed до чистого эгирина, что также отражает пониженные температуры (450-400°C) и повышенную щелочность при их формировании.

Полученные данные характеризуют эволюцию температурного режима формирования расслоенных пород Ловозерского щелочного массива. (*Грант РФФИ № 01-05-64839, 02-05-64414 и 03-05-64992*).

Н.И.Сук, А.Р.Котельников

**Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка,
e-mail: suk@iem.ac.ru*

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЛОПАРИТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ РУДОГЕНЕЗА ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

В связи с проблемой генезиса лопаритовых руд исследованы составы лопаритов ряда образцов лопарит-содержащих пород (луявритов, ювитов, фойяит-ювитов и т.п.) из дифференцированного комплекса и комплекса эвдиалитовых луювритов Ловозерского щелочного массива, которые варьируют (по содержанию Sr, REE и Nb) в зависимости от пространственного положения в теле массива: лопариты комплекса эвдиалитовых луювритов отличаются от лопаритов дифференцированного комплекса более высокими содержаниями Nb и Sr и более низкими содержаниями Се. В отдельных образцах из комплекса эвдиалитовых луювритов обнаружены крупные зерна лопарита с так называемой "пятнистой" зональностью, выражающейся в изменении содержания ниобия и церия. Такая зональность обычно связывается с проявлением двух фаз кристаллизации, что может свидетельствовать об изменении физико-химических условий.

Для выявления зависимости состава лопаритов от физико-химических условий их образования и установления интервала возможной кристаллизации лопарита в природе проводилось экспериментальное исследование образования лопарита в сложных силикатно-солевых системах, содержащих карбонат, хлорид, фторид или сульфат натрия. Опыты проводились на гидротермальной установке высокого давления с внешним нагревом и холодным затвором при T=400°C и P=1 кбар в течение 30 сут., T=840°C и P=1.5 кбар в течение 5-7 сут. и на установке высокого газового давления при T=1200°C и P=2 кбар при разной длительности (6 час. и 1 сутки) с последующей закалкой. Навеска состояла из эвтектической гелевой смеси альбита и нефелина с добавлением оксидов Nb, La, Се, Y, карбонатов Са и Sr и избытка оксида титана, который помещался на дно ампулы, а также с добавлением соответствующей соли (или комбинации солей). Опыты проводились в присутствии воды. В образцах наблюдалась также обособившаяся солевая фаза, а в сульфат-содержащих системах - и сульфат-содалит.

При высоких температурах (840 и 1200°C) наблюдалось образование кристаллов лопарита, приуроченных к границе слоя из оксида титана и силикатного расплава. В наиболее крупных кристаллах обнаруживается

зональность, которая проявляется, главным образом, в изменении содержаний Nb, La, Ce, Y, что, вероятно, связано с кинетическими особенностями процесса кристаллизации. Кроме того, составы лопаритов коррелируют с составом флюида (солевой добавки) в эксперименте. Так, например, при $T=840^{\circ}\text{C}$ и $P=1.5$ кбар наибольшее количество ниобия (до 15 мас.%) в составе лопарита отмечается в опытах с добавлением карбонатно-фторидного флюида, при этом наблюдается отчетливая зональность по ниобию и обедненность лопарита иттрием. Наименьшее содержание ниобия (1.5-2.5 мас.%) в лопарите выявляется в опытах с карбонатным составом флюида, при этом зональность по ниобию слабая, зато резкая зональность отмечается по содержанию REE и Y, общее содержание которого значительно возрастает. Исследование распределения петрогенных и рудных элементов между лопаритом и силикатным стеклом показывает, что Ca, Sr, La, Ce и Y преимущественно концентрируются в кристаллах лопарита, а Na - в силикатном расплаве.

При низкой температуре (400°C) кристаллизация лопарита проводилась в щелочной среде (с добавлением раствора NaOH). Получены мелкие выделения лопарита, резко обедненного в отношении иттрия, который концентрируется в отдельной фазе (рамзаите), характерной для этих PT-условий.

Проведенные исследования выявляют зависимость состава лопаритов от физико-химических условий их образования, а также показывают возможность кристаллизации лопарита в природе в широком интервале температур. (*Гранты РФФИ № 01-05-64839 и 03-05-64992*).

Э.В. Табунс

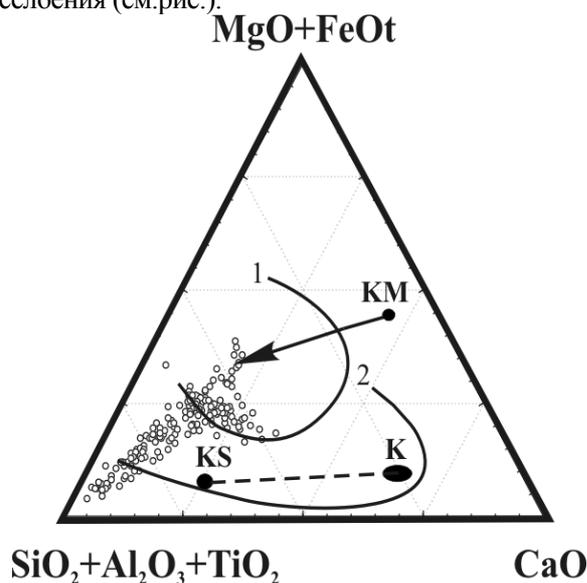
Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: erik@et2057.spb.edu

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ КАРБОНАТИТОВ И КАЛИЕВЫХ – УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДА АЛДАНСКОГО ЩИТА

Псевдорасслоенные массивы Укдуска и Кабыханьр на ЮЗ Алданского щита представляют редкую для докембрия ассоциацию калиевых пироксенитов, шонкинитов, сиенитов и карбонатитов. По геологическим данным их древний возраст определяется более поздними (2510 млн. лет) Чаро-Удоканскими гранитами нижнего протерозоя (Velikoslavinsky et. al., 1993). Калий – аргоновые датировки амфибола (1900 ± 50), биотита (1755 ± 64) и калиевого полевого шпата (1575 ± 75 млн. лет) свидетельствует лишь о времени закрытия изотопной системы соответствующих минералов, отражая термическую историю пород в протерозое.

Породы комплекса расслоенной серии по своему минеральному составу (клинопироксен, амфибол, биотит, апатит, калиевый полевой шпат, апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит, пирротин, пирит,) и петрографическим характеристикам близки к лампрофирам шононитового ряда. Однако, по химическим параметрам ($K/Na=2-5$, $(Na+K)/Al = 0.5-1$, $Al/Ti=2-14$) и положению на петрохимической полиэлементной дискриминационной диаграмме Шеппарда и Тейлора (Sheppard, Teulog, 1992) они занимают промежуточное положение между лампроитами и известково-щелочными лампрофирами, перекрывая составы коппелитов, кокоитов, юмиллитов и миннет Аризоны. Породы обогащены крупными литофилами - Ва

(6000-20000 г/т) Sr (150-4300 г/т), Ce (140-800 г/т) но при этом резко обеднены Ta и Nb. Нормализованное к хондритам отношение Nb/La (0,008 – 0,02) является рекордно низким среди всех известных докембрийских и фанерозойских пород подобного типа. Распределение РЗЭ сильно фракционировано $(Ce/Yb)_n=40-110$, но это отношение практически не зависит от содержания SiO₂ и CaO в породах. Европиевая аномалия отсутствует. Линзы кальцифиров и дайки карбонатсодержащих сиенитов, представляющие карбонатитовую фацию комплекса, обогащены Sr (4400-7800 г/т) и Y (50-80 г/т) и, по-видимому, являются продуктами кристаллизационной дифференциации исходного магматического расплава, осложненного явлением ликвационного расслоения (см.рис.).



Сопоставление фазовых границ карбонатно-силикатной несмесимости магнезиальных (1) и бедных магнием систем (2) с составом карбонатсодержащих сиенитов (KS), кальцифиров (K) и силикатных пород (точки) Укдускинского комплекса. Стрелкой показан тренд изменения состава расплава при плавлении карбонатизированной мантии (KM) по (Lee & Wyllie, 1997).

О высоком потенциале углекислоты в системе также свидетельствует повсеместно проявленная отрицательная аномалия La и Ce в апатитах. По этому редкому типу распределения РЗЭ в апатитах калиевые пироксениты близки к слюдястым ксенолитам в кимберлитах Ю.Африки (включения типа MARID по Dawson, Smith, 1977).

По совокупности данных можно утверждать что: (1) рассматриваемые породы позднеархейского комплекса калиевых пород являются возрастными и вещественными аналогами архейских щелочных пород Канадского щита и вещественными аналогами фанерозойских калиевых вулканитов Римской провинции Италии; (2) родоначальная магма образовалась при плавлении карбонатизированного мантийного источника и изначально была обогащена летучими и литофильными (F, CO₂, H₂O, S, K, P, Ba, Sr, LREE) элементами; (3) формирование Алданской провинция (Pz-Mz) калиевых – ультракалиевых щелочных пород следует рассматривать начиная с позднеархейского времени.

Dawson J.B., Smith J.V., - *Geochim.Cosmochim.Acta*, v.41, 1977, p.309-323; Lee W., Wyllie J., - *Contrib.Mineral.Petrol.* v.127, 1997, p.1-16. Sheppard S., Taylor W.R., - *Lithos* v.28, 1992, p.303-325. Velikoslavinsky S.D., et. al., - *Precambrian Res.* v.62, 1993, p.507-522;

Г.А.Тепляков

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, г.Апатиты,
e-mail: tepl@geoksc.apatity.ru*

УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫЕ СВОЙСТВА КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ ВЗРЫВА НА ОСТРОВЕ ЕЛОВОМ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Сведения о глубинном строении земной коры могут быть получены при интерпретации данных сейсмического зондирования, путем бурения сверхглубоких скважин и при изучении состава ксенолитов в изверженных породах. Одними из наиболее надежных источников информации о составе, физических свойствах и условиях образования пород слагающих нижнюю кору являются ксенолиты гранатовых гранулитов, эклогитов и пироксенитов. Детальное описание ксенолитов, обнаруженных в трубках взрыва и дайках – производных внутриплитового магматизма девонского возраста в южной части Кольского полуострова, дано многими исследователями (Шарков, Пухтель, 1987; Ветрин, Калинин, 1992; Downes, 1993; Kempton et al., 1995). Особенности геологической изученности района Кандалакшского грабена, где палеозойские рой даек и трубки взрыва имеют широкое распространение (Ветрин, Калинин, 1992) позволяют выделить трубку взрыва на о.Еловом в число геологических объектов, для которых допустима реконструкция состава нижней коры с целью построения скоростного разреза с учетом реальной анизотропии. В пользу этого свидетельствуют известные возрастные данные трубки взрыва на о.Еловом, расположенном в Кандалакшском заливе Белого моря (Ветрин, Немчин, 1998) и определенные РТ- условия (Kempton et al., 1995). Глубина образования гранатовых гранулитов составляет 30-50 км, что соответствует современной глубине залегания нижней коры региона (Шаров и др., 1993).

Были выполнены массовые определения методом акустополярископии (Горбацевич, 1995) параметров упругой анизотропии в образцах ксенолитов, выпиленных из штуфов трубки взрыва на о.Еловом. Определено пространственное положение элементов упругой симметрии, измерены скорости распространения продольных и поперечных волн, вычислены показатель А и коэффициент В упругой анизотропии. Объемная плотность ρ была определена методом Архимеда. Анализ полученных результатов показал, что:

- ксенолиты, как породы, образованные при высоких РТ-условиях, обладают как высокими, так и сравнительно низкими показателями упругой анизотропии;
- диапазон изменения значений V_p с учетом упругой анизотропии для промеренных образцов ксенолитов о.Елового значительно увеличивается и составляет от 3,1 до 7,3 км/с. Интервал изменений скоростей для поперечных волн также увеличился от 1,9 до 4,1 км/с.

Исследования среды образцов двумя независимыми путями (при помощи анализа акустополяриграмм и по соотношениям величин скорости в квазиматрице V_{ij}) позволили судить о их принадлежности, в значительной мере, к модели среды с поперечно-изотропной симметрией. Подобный тип поперечно-изотропной симметрии наблюдался в амфибол-содержащих породах по разрезу Кольской сверхглубокой скважины в интервале глубин 6,6-7,7 км (Горбацевич,

1995). Вероятно, это объясняется результатами процесса гранитизации (Ветрин, 2000) либо влиянием стрессовой ситуации (Ильченко, Горбачевич, 1999), возникшей в эруптивной брекчии, выполняющей трубку, в результате геологических процессов, происходивших в земной коре региона. Вышеизложенное подтверждает необходимость учета скоростной анизотропии при геофизических исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-64169) и INTAS-01-0314.

Е.Н.Терехов

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,
e-mail: vmoralev@ilran.ru*

О МЕХАНИЗМЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ОБОГАЩЕНИЯ ИСТОЧНИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

В настоящее время формирование девонских магматических пород Кольской щелочной провинции связывается с плавлением древней деплетированной, но впоследствии метасоматической обогащенной литосферной, а частично и подастеносферной мантии. Время и механизм этого обогащения являются дискуссионными, так как предполагается, что оно происходило или под влиянием мантийного плюма, который и предопределил образование этой магматической серии или же обогащение происходило задолго до образования собственно магматических пород и явилось следствием эволюции протерозойских или даже более древних процессов. Причина протерозойского обогащения участка мантии, из которой позже выплавлялись девонские щелочные породы, трактуется по-разному. В последние годы популярна модель, которая связывает это обогащение с поступлением в мантию субдуцированной коры свекофенид с хемогенными осадками. Но, возможно, что подобное обогащение происходило за счет плюмов, которые дважды фиксируются в палеопротерозойской эволюции восточной части Балтийского щита. Индикаторами этих событий, явились магматические породы, образовавшиеся из обогащенного источника. Для рубежа 2,45 млрд. лет это: метавулканыты и расслоенные интрузии Карельского и Кольского доменов, а также друзиты и габбро-анортозиты Лапландско-Беломорского мегапояса (ЛБМП). Первоначально все эти образования располагались в такой же последовательности в земной коре сверху вниз, в виде единой магматической колонки, над мантийной зоной магмогенерации. Только на рубеже 1,75 млрд. лет, после тектонического вывода ниже-среднекорových пород ЛБМП к поверхности, они были перемещены по латерали и совмещены на один эрозионный уровень. Вторая группа магматических пород, образовавшихся из обогащенного источника, имеет возраст 2,0-1,95 млрд. лет. Это ферропикриты, пикриты, дайковые породы, габбро (частично никеленосные), а также габбро-анортозиты и протолиты основных гранулитов Лапландского пояса. Они также образовывали вертикальный ряд, а затем, при растяжении были приведены на один эрозионный уровень. Причина формирования подобных источников также остается спорной, это или внедрение обогащенной магмы или предварительная

метасоматическая подготовка. Ясно только одно, что задолго до появления девонских щелочных пород на площади ЛБМП и его ближайшем окружении было сформировано большое количество магматических пород обогащенных ЛП элементами. Девонские и другие щелочные магматические породы наследуют площадь предполагаемого палеопротерозойского обогащенного участка мантии.

Механизм мантийного обогащения, с поправками на глубинность процессов, может быть рассмотрен на примере образования мафических метасоматитов с корундом, гранатом, сапфирином и флогопитом. Эти породы образовались в обстановке корового растяжения на начальных этапах тектонического вывода глубинных пород Беломорского пояса в период 2,2- 1,9 млрд. лет назад. Исходными породами метасоматитов были амфиболиты толеитового состава и друзиты. Метасоматиты обогащены: щелочами, глиноземом, РЗЭ, фосфором, стронцием, благородными металлами, летучими - большинством тех элементов, аномальные концентрации которых, характерны для щелочных пород. Они крайне дифференцированы по химическому и минеральному составу и в них проявлена тенденция к формированию мономинеральных пород – то есть появляются те же признаки, что и в щелочных породах. Формирование метасоматитов контролировалось пологими сбросовыми зонами, которые смогли образоваться только на определенных этапах эволюции литосферы, при увеличении её хрупкости. Аналогичные сквозьлитосферные сбросы, проникающие до глубин 60-100 км, могли предопределить образование более глубинных метасоматитов, частичное плавление которых привело к формированию щелочных пород. Генетическая связь метасоматического обогащения будущего мантийного источника со сбросовыми зонами, объясняет появление щелочных пород, только на определенном этапе эволюции литосферы, когда возникли условия для проникновения сбросов на уровень генерации щелочных магм.

В.А.Турков, Л.Н.Когарко, Ф.Стоппа, В.Г.Сенин

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва,
e-mail: kogarko@geokhi.ru*

СЛЕДЫ ПЛАВЛЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ШПИНЕЛЕВЫХ ЛЕРЦОЛИТАХ ВУЛКАНА ВУЛЬТУРЕ (ИТАЛИЯ)

Изучен состав ксенолитов ультраосновного состава из щелочных эффузивов вулкана Вультуре (Италия). С использованием оптической микроскопии и микрозондового анализа установлен их лерцолитовый состав. В оливине и ортопироксене обнаружены частично раскристаллизованные расплавные включения. Исследованный состав микрофаз в составе включений отвечает следующим минералам: амфибол, слюда, магнезиохромит. Остаточные стекла имеют щелочной ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 5-9 вес.%), высококремнистый (SiO_2 55-65 вес.%), высокоглиноземистый (Al_2O_3 20-22 вес.%) характер. Состав захваченного расплава:

1) отражает калиевую щелочную специфику генерируемых в мантийном субстрате расплавов. Состав пород вулканической системы Вультуре имеет ярко выраженный калиевый характер, что позволяет предполагать генетическую связь

между вулканизмом Вульгуре и генерацией высококалийных расплавов в процессах частичного плавления метасоматизированного субстрата, содержащего слюды и амфиболы.

2) не является уникальным, например, сходные составы стекол были обнаружены нами в шпинелевых лерцолитах Байкальской рифтовой зоны, Фернандо-де-Норонья (Kogarko et al, 2001)

3) свидетельствует о широкомасштабных процессах щелочного метасоматоза мантии центральной Италии.

А.Г.Турчкова*, И.В.Пеков*, Н.В.Чуканов, Н.Н.Кононкова*****

**Геологический факультет Московского государственного университета;
e-mail: mineral@geol.msu.ru*

***Институт проблем химической физики РАН, Черноголовка*

****Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва*

ИЗУЧЕНИЕ КАТИОНООБМЕННЫХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЛАБУНЦОВИТА. II. СНИЖЕНИЕ ОБМЕННОЙ ЕМКОСТИ ПОСЛЕ ТЕРМООБРАБОТКИ И ЕГО ПРИЧИНЫ

Минералы группы лабунцовита – водные щелочные Ti,Nb-силикаты, широко распространенные в гидротермалитах ряда агпаитовых и карбонатитовых комплексов - обладают ярко выраженным цеолитоподобным строением. Результаты экспериментов, проведенных недавно авторами, показали наличие у членов этой группы катионообменных свойств, проявляющихся при комнатной температуре даже для достаточно крупных кристаллов. Эти свойства четко зависят от структурного типа: лучше всего поглощают крупные ионы металлов из водных растворов соответствующих солей члены подгруппы вуориярвита с самым низким содержанием и неупорядоченным расположением катионов в цеолитных полостях; в этих минералах также отсутствуют D-катионы (Mn, Fe, Mg, Zn), перекрывающие в структурах других представителей группы часть каналов. Более слабо ионообменные свойства выражены у минералов со структурными типами кузьменкоита и органиоваита - D-заполненных аналогов вуориярвитоподобных фаз (Пеков и др., 2002).

В рамках настоящей работы выполнена вторая серия экспериментов, в которой участвовали представители структурных типов (подгрупп) ненадкевичита (коробицынит), лабунцовита (лабунцовит-Mn), леммлейнита (леммлейнит-K), кузьменкоита (кузьменкоит-Mn), органиоваита (органиоваит-Mn) и вуориярвита (вуориярвит-K и цепинит-Na) из Ловозерского и Хибинского щелочных массивов, предварительно прокаленные до температуры 350°C. Их зерна (0.3-0.7 мм) были помещены в водные растворы NaCl, RbCl и CsCl 1М-концентрации и выдержаны 7 месяцев при комнатной температуре. Однако, вместо ожидавшегося повышения обменной емкости, характерного для многих других цеолитов после прогревания, произошло ее сильное снижение: количество поглощенных катионов во всех случаях оказалось ниже предела обнаружения электроннозондовым методом.

Причина этого явления установлена с помощью ИК-спектроскопии. В ИК-спектрах прокаленных минералов группы лабунцовита наблюдается заметный сдвиг полосы Ti(Nb)-O-валентных колебаний к высоким частотам по сравнению

с исходными образцами, что однозначно свидетельствует о конденсации Ti(Nb)-октаэдрического мотива в результате нагревания. Особенно ярко этот эффект проявился у членов подгруппы вуориярвита, в спектрах которых произошло смещение полосы Ti(Nb)-О-валентных колебаний с 670 до 685 (вуориярвит) и 697 (цепинит) см⁻¹. Учитывая очень большую величину этого смещения и отсутствие в составе вуориярвитоподобных фаз типичных D-катионов, следует предположить, что соседние Ti(Nb)-цепочки в местах их сближения “сшились” между собой по кислородным вершинам октаэдров. Таким образом, нагревание привело к “перерезанию” цеолитных каналов и, соответственно, к резкому ослаблению катионообменных свойств.

Литература

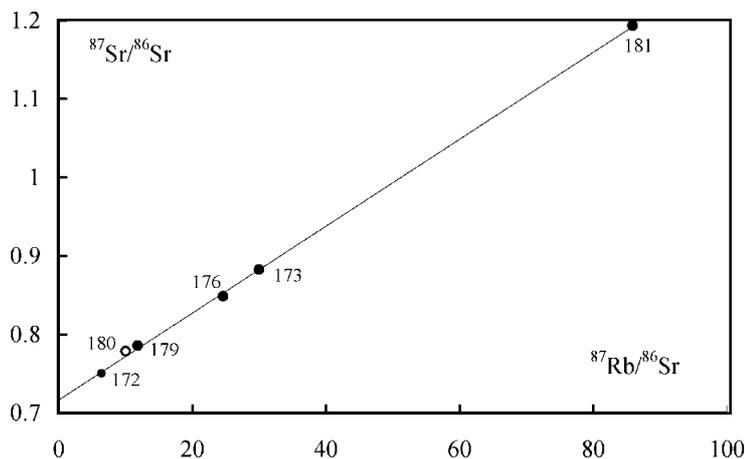
Пеков И.В., Турчкова А.Г., Кононкова Н.Н., Чуканов Н.В. Матер. Всероссийского семинара “Щелочной магматизм Земли”. М., 2002, с. 76.

О.В.Удоратина, В.Л.Андреичев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,
e-mail: udoratina@geo.komisc.ru, izo@geo.komisc.ru

ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕУДАЧНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Редкометалльное (тантал-ниобиевое) месторождение – Неудачное располагается в районе Тайкеусского рудного узла Центральноуральской зоны Полярного Урала (Апельцин и др., 1967; Объяснительная..., 1984; Калиновский, 1987; Удоратина, 2002).



Rb-Sr график

Структурно месторождение расположено в западной части харбейского блока доуралид и приурочено к согласным маломощным телам гранитоидов кембрийско-раннеордовикского возраста, инъецирующим среднерифейские отложения няровейской серии.

Химический (мас. %) и изотопный составы пород

Компо- ненты	172	173	176	179	180	181
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	76,41	77,40	73,22	75,18	73,83	73,36
TiO ₂	0,28	0,15	0,03	0,11	0,26	0,02
Al ₂ O ₃	13,09	12,20	14,37	11,85	13,94	12,98
Fe ₂ O ₃	1,07	0,49	0,7	0,84	0,77	0,7
FeO	0,92	0,22	0,6	н о	0,65	0,91
MnO	0,01	н о	н о	0,02	0,01	0,04
MgO	0,23	1,54	1,28	0,72	0,03	0,5
CaO	0,39	0,56	0,34	1,70	0,65	1,74
Na ₂ O	4,80	3,43	6,8	4,03	5,08	3,88
K ₂ O	1,73	3,11	0,88	4,00	3,16	2,61
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02
ППП	1,06	1,38	1,42	1,81	1,61	1,87
Сумма	100,0	100,51	99,66	100,29	100,00	98,46
Rb, мк/г	140,2	245,3	241,2	225,4	202,2	1549,2
Sr, мк/г	63,9	29,2	23,7	55,6	58,8	54,7
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	6,370	24,607	29,975	11,821	10,023	85,882
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,75013	0,84847	0,88267	0,78559	0,77840	1,19355
±1σ	0,00008	0,00015	0,00008	0,00008	0,00007	0,00006

Примечание: Химический состав определен методом “мокрой” химии в ИГ КНЦ УрО РАН (аналитик, Р.Г.Малыхина). Расчет изохронных параметров осуществлялся там же по программе ISOPLOT (Ludwig, 1990). 1-6 – кварц альбит-мусковитовая порода (альбитизированный и грейзенизированный гранит, 6 – интенсивно флюоритизированный).

Метасоматически измененные породы с редкометалльной минерализацией приурочены к зоне южного экзо- и эндоконтакта гранитов и представлены альбитизированными разностями как гранитоидов, так и вмещающих их пород. Мощность зоны измененных пород варьирует от 1-2 до 8-10м при простираии до 500-600 м. Вмещающие породы представлены сургучными филлитовидными и зелеными кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, осветленными в зоне экзоконтакта. Наблюдается их альбитизация и окварцевание, а также мусковитизация и флюоритизация.

Измененные альбитизированные и грейзенизированные граниты представлены породами серо-белого, а при большом развитии мусковита зеленовато-белого цвета, интенсивно флюоритизированные разности нередко имеют фиолетовый оттенок. Породы равномернозернистые, мелко- и среднезернистые. Под микроскопом наблюдаются бластогранитые структуры, участками сохраняются реликтовые – гипидиомофнозернистые, участки сложенные новообразованиями – гранобластовые. Породы сложены (в об. %) кварцем – 20-40, микроклином – 10-20, альбитом – 20-30, мусковитом – 10-30. Среди рудных и аксессуарных минералов присутствуют магнетит, гематит, сфалерит, пирит, халькопирит, касситерит, ферриторит, малакон, алланит,

флюорит, берилл (аквамарин), фенакит, ферберит, шеелит, колумбит, фергусонит и пироклор.

Для геохронологических целей опробованы разности горных пород вкрест простирания рудного тела, наибольшим развитием здесь пользуются в различной степени измененные гранитоиды.

Петрохимически исследованные породы соответствуют гранитам (таблица), содержание кремнезема составляет 73-77 мас. %. В породах наблюдаются процессы альбитизации и окварцевания, ведущие к увеличению примерно в два раза содержания оксида натрия, а преобладание натрия над калием увеличивается до восьми раз. В наиболее минерализованных участках содержание щелочей соответствует гранитным, но геохимически в них наблюдается резкое (в десятки и даже сотни и тысячи раз) увеличение содержания F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U и Pb (Удоратина, 2002).

Rb-Sr датирование осуществлялось по породе в целом. Аналитические данные приведены в таблице и представлены графически на рисунке, где фигуративные точки проанализированных образцов образуют достаточно хорошо выраженную линейную зависимость с параметрами: $t=396\pm 51$ млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7167\pm 0,0087$; СКВО=72,6.

Большие величины погрешностей обусловлены отклонением точек образцов 179 и 180 от результирующей прямой, что заметно даже визуально. Об этом же свидетельствует и величина СКВО, характеризующая разброс точек. Их исключение из расчета приводит к следующим результатам: $t=389\pm 20$ млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7147\pm 0,0036$; СКВО=4,7, т.е. эту датировку, учитывая большой интервал вариаций отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, можно считать изохронной.

Полученные данные близки к датировкам возраста метасоматитов месторождения Усть-Мраморного (383 млн. лет) (Удоратина, Андреичев, 2000; 2001), и коррелируются со временем формирования гранитоидов восточноуральской зоны (Щучьинской и Войкарской островодужных систем (400 млн. лет). Вполне вероятно, что тектонические события в палеоконтинентальном и палеоостроводужном секторах Полярного Урала и обусловленные ими процессы ремобилизации вещества проявлялись синхронно.

Ж.А.Федотов

Геологический институт КНЦ РАН, Анатумы, e-mail: fedotov@geoksc.apatity.ru

НОВАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ И МАНТИЙНОГО МАГМОГЕНЕЗА: СУХИЕ РАСПЛАВЫ

Модель построена на базе петрохимического анализа и литературных данных по экспериментальному плавлению природных образцов. Ее графической базой служит диаграмма состояния системы Mg-(Fe+Ti)-Al, независимыми компонентами которой являются содержание алюминия, рассматриваемое в качестве фактора фазового фракционирования, и железистость – фактор скрытого фракционирования. В зависимости от характера равновесности процесса эти виды фракционирования проявляются по разному. Модель рассматривает три уровня равновесия: абсолютный, локальный и неравновесный. Абсолютное равновесие реализуется при кристаллизации перемешиваемого расплава и при парциальном плавлении субстрата. Локальное равновесие устанавливается при кристаллизации застойного расплава. Неравновесная кристаллизация присуща мелким быстро остывающим телам. При абсолютном равновесии фазовое и скрытое кристаллизационное фракционирование ничем не ограничены. При локальном равновесии очень эффективно фазовое и слабо выражено скрытое фракционирование. С неравновесным процессом связано только слабое скрытое фракционирование, определяющее образование зональности минеральных зерен.

Принцип скрытого фракционирования заложен в парных диаграммах состояния систем с полной смесимостью компонентов – Ab-An и Fo-Fa. Многокомпонентные фазовые диаграммы, используемые для петрологического анализа, не дают возможности анализировать фазовое и скрытое фракционирование одновременно и поэтому имеют статический характер. Предлагаемая диаграмма только благодаря ее простоте впервые в петрологии позволяет анализировать одновременно оба вида фракционирования и на этой основе вскрывать динамику процесса кристаллизации.

Петрохимический анализ установил 4 типа трендов эволюции толеитовых магм: гипербазитовый, анортозитовый, толеит-базальтовый и полибарический котектический (высокоглиноземистые базальты COX). Гипербазитовый тип объединяет тренды эволюции пикробазальтовой, коматиитовой, базальто-коматиитовой, пикритовой и ферропикритовой родоначальных магм. Их определяет фракционирование темноцветных силикатов из движущегося гипербазитового расплава. Анортозитовый тип характерен для пород большинства расслоенных интрузий и также определяется фракционированием темноцветных силикатов, но из застойного расплава. Толеит-базальтовый и полибарический котектический типы трендов обусловлены котектическим фракционированием плагиоклаза и темноцветных силикатов из движущегося базитового расплава при давлении близком к атмосферному в первом случае и при меняющемся давлении в поднимающейся магматической колонне во втором.

Породы известково-щелочной серии лишь частично попадают в рамки рассматриваемой системы, тем не менее предлагаемая модель дает однозначный ответ о происхождении их родоначальной магмы в результате парциального

плавления толеитовых базальтов субдуцируемой океанической коры на активных окраинах континентов.

Сопоставление на базовой диаграмме петрохимических трендов с результатами экспериментального плавления мантийного лерцолита при давлениях 10 – 70 кбар позволило оценить условия образования разных родоначальных магм из единого мантийного субстрата. Коматиитовая магма образуется при высокой степени (>50%) парциального плавления в широком диапазоне давлений; пикробазальтовая при давлении <30 кбар, базальтово-коматиитовая – 40 кбар, пикритовая - 60 кбар, ферропикритовая - >70 кбар – все при парциальном плавлении субстрата около 25 %; высокоглиноземистая магнезиально-базитовая – при давлении 10 кбар и капиллярном накоплении расплава с интервала глубин 100-30 км. Последняя образуется только под срединно-океаническими рифтами.

Модель настолько хорошо согласуется с геологическими условиями проявления магматизма, что позволяет однозначно подразделять все интрузии на два типа – камерные и каналные, а в камерных различать части разреза, отвечающие каналной и камерной стадиям раскрытия.

Базовая диаграмма модели может служить хорошей основой для планирования и интерпретации результатов экспериментов по плавлению мантийного вещества (*Грант РФФИ 03-05-64066*).

Н.И.Филатова

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,
e-mail: filatova@ilran.ru*

СПЕЦИФИКА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ВНУТРИПЛИТНОГО (WPB) ТИПА НА ОКРАИНАХ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА И ВОЗМОЖНЫЕ ЕЁ ПРИЧИНЫ

Изучение магматизма кайнозойских зон континентального рифтогенеза в пределах п-ова Кореи выявило специфику приуроченных к ним вулканитов WPB типа, изливавшихся на постсубдукционном этапе развития восточной окраины Азиатского континента. Наиболее полные разрезы подобных пород установлены на севере п-ова Кореи, где они приурочены к эоцен-голоценовым структурам растяжения Пэктусанского района и к грабену Кильчу-Менчхон, возникшим после завершения формирования Восточно-Азиатского надсубдукционного магматического пояса.

Выявлены закономерности в изменении составов базальтоидов кайнозойских структур растяжения в верх по разрезу. Начальные фазы грабенообразования края континента как на севере Кореи (Федорчук, Филатова, 1993), так и на смежных территориях Юго-Восточной Азии (Flower et al., 2001 и др.) сопровождалась накоплением базальтоидов известково-щелочных серий, нередко с повышенным содержанием К (эоцен-олигоценые шошониты Намсок и др.). Более молодые (ранний - начало среднего миоцена) базальты обнаруживают двойственность свойств: на фоне доминирующих признаков щелочной серии (высокая щелочность, сильно фракционированное распределение редкоземельных элементов, высокое содержание

большинства некогерентных элементов), эти породы обладают относительно повышенным содержанием TiO_2 (1,2-1,7 мас.%), а также Ta-Nb минимумом, однако гораздо менее значительным, чем в вулканитах начальных фаз грабенообразования. Накапливавшиеся после амагматической паузы плиоцен-четвертичные вулканиты кайнозойских зон растяжения севера Кореи представлены разностями умеренно- и сильнощелочной магматических серий, чередующимися как по разрезу, так и в пространстве. В целом это породы с высокими содержаниями щелочей, LILE и LREE, высокими La_N/Yb_N отношениями (22-29), а также высокими концентрациями Nb, Ta и Zr; на диаграмме Th-Hf-Ta их фигуративные точки занимают область WPB-составов (Федорчук, Филатова, 1993; Федоров, Филатова, 2002).

Плиоцен-четвертичные щелочные базальтоиды зон растяжения континентальной окраины подобно всем вулканитам WPB типа обладают в большинстве своем Ta-Nb максимумом. Однако и в этих щелочных породах изредка обнаруживается присутствие субдукционной компоненты в виде слабо выраженного Ta-Nb минимума, а также повышенных величин Ba/La, Ba/Sr, La/Hf.

Таким образом, эволюция эоцен-голоценового магматизма в постсубдукционных зонах растяжения восточного края Азиатского континента протекала от базальтоидов известково-щелочных серий (в пространстве – например в Китае – нередко перемежающихся с ореолами щелочных пород) к вулканитам щелочных серий. Последние, обладая всеми признаками WPB составов (высокими содержаниями высокозарядных элементов и т.п.), спорадически включают и субдукционную компоненту, что составляет специфику щелочных магматических образований окраинно-континентальных зон растяжения. Примечательно, что влияние субдукционной компоненты, наиболее значительное в щелочных лавах начальных излияний, со временем резко сокращается и практически отсутствует в базальтах завершающего голоценового этапа.

Особенности состава вулканитов кайнозойских зон растяжения Востока Азии свидетельствует об их связи с двумя генетически различными источниками. Наиболее характерные для этих зон щелочные базальтоиды связаны, судя по изотопно-геохимическим и сейсмотомографическим данным (Филатова, 2002), с нижнемантийным веществом, которое в форме боковых латеральных плюмов (отделившихся от Тихоокеанского суперплюма) проникло на верхнемантийные уровни области перехода океан-континент. Однако этот доминировавший в зонах растяжения нижнемантийный источник сочетался с действием малоглубинных "реликтовых" очагов, которые активизировались в флогопитсодержащей литосферной мантии (результат предшествовавшего мезозойского надсубдукционного метасоматоза) в связи с начальным растяжением и декомпрессией. В ходе эволюции окраинно-континентального рифтогенеза эти остаточные очаги в метасоматизированной мантии быстро сменились действием нижнемантийных источников, которые лишь в слабой степени испытывали влияние расплавов с субдукционными свойствами.

(Гранты РФФИ 01-05-64019, 02-05-64365, 00-15-98479 и ФЦП "Мировой океан").

Литература

Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия, 2002, №1, с.3-29.

Федорчук А.В., Филатова Н.И. Петрология, 1993, т.1 №6, с.646-656.

Филатова Н.И. Петрология, 2002, т.10, №4, с.11-41.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Петрология, 2001, т.9, №5, с.519-546.

Flower M., Russo R.M., Tamaki K., Hoang N. Tectonophysics, 2001, vol.333, p.9-34.

Л.И.Ходоревская

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка,

e-mail: lilia@iem.ac.ru

ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

Породы тоналит-трондьемит-гранитного ряда (ТТГ) составляют значительную часть докембрийской континентальной коры. Наличие в них блоков, ксенолитов и скиалитов слабо измененных либо мигматизированных и гранитизированных амфиболитов, двупироксеновых кристаллосланцев и других типов метабазитов свидетельствует о том, что именно основные породы амфиболитовой или гранулитовой фации преобладали среди метаморфических образований, которые замещались (ТТГ) расплавами или из которых последние выплавлялись в виде жильной лейкосомы. Преобразования базитов в гранитоиды согласно концепции гранитизации Д.С.Коржинского (1952) происходят под влиянием инфильтрационных потоков флюидов глубинного происхождения, привносящих главным образом щелочи, кремнезем и редкоземельные элементы и удаляющих избыточные по отношению к гранитной эвтектике Ca, Mg и Fe за пределы зоны гранитообразования и мигматизации.

В экспериментальных условиях при температуре 750°C и общем давлении 5 кбар воспроизведена фильтрация раствора, содержащего щелочи и кремнезем, через амфиболиты разного минерального состава, обладающих массивной и плоско-параллельной текстурой, тем самым смоделирован процесс гранитизации. Скорость фильтрации раствора через образцы составляла $n \times 10^{-8}$ м/с, пористость (после снятия обжима) $\approx 10 - 20\%$, проницаемость амфиболитов $n \times 10^{-23}$ м². Фильтрация флюида через образцы сопровождалась привнесом щелочей и кремнезема и выносом CaO, MgO, FeO.

Экспериментальные исследования позволяют говорить о том, что в стадию фельдшпатизации и дебазификации при фильтрации раствора происходят следующие основные изменения минерального состава амфиболитов: появляется направленная ориентировка биотита, происходит изменение железистости (чаще всего возрастание) темноцветных минералов, падение основности плагиоклазов, вплоть до андезина, обогащение титаном краевых участков зерен ильменита, кристаллизация магнетита. Из закона Дарси, выраженном в виде

$$U = x/\tau = k \text{ grad}P/h \mu \phi,$$

где x/τ - скорость разрастания метаморфических изоград, которая согласно данным (Rubie, 1986, Connolly and Thompson, 1989, Vance, 1995 и др.) оценивается величинами $10^2 - 10^3$ м/млн. лет; gradP/h градиент давления P на расстоянии h, по данным (Пэк, 1968, Etheridge et al., 1984) в природных условиях составляет $10^3 - 10^7$ Па/м; μ - вязкость флюида, согласно данным (Dudziak, Franck, 1966; Labotka, 1991), $= 9.5 \times 10^{-5}$ Па с; ϕ - пористость, из

экспериментальных данных составляет 10-20%; следует, что величины проницаемости амфиболитов, по которым возможно развитие гранитизации оцениваются $\approx 10^{-21}$ - 10^{-19} м², на несколько порядков выше, чем получено в экспериментах. Иными словами говоря, региональное развитие процессов гранитизации при метаморфизме должно быть связано с зонами интенсивного разгнейсования, представляющими собой участки повышенной проницаемости для метаморфических и гранитизирующих флюидов. Монолитные, массивные, нерассланцованные породы, даже в условиях гранулитовой фации метаморфизма, почти не поддаются гранитизации (Летников и др., 2000).

В следующую стадию гранитизации происходит плавление дебазифицированных краев амфиболита и образование близэвтектических расплавов типа гранитов и трондьемитов. Скорости плавления амфиболитов, полученные в экспериментах, составляют $\approx 10^{-11}$ - 10^{-9} м/с. В первую очередь новообразованным расплавом замещается плагиоклаз, затем амфибол и биотит. Такие акцессорные минералы, как апатит, рутил, титаномагнетит, циркон могут сохраняться в расплаве

Степень плавления фельдшпатизированных и дебазифицированных пород, зависит от Т-Р параметров процесса. Очевидно, что при температурах, заметно превышающих гранитный солидус, будут частично плавиться не только сильно дебазифицированные и осветленные, но и умеренно фельдшпатизированные мезократовые амфиболиты, что может привести к появлению, наряду с гранитными, также чарнокитовых, гранодиоритовых, и возможно даже диоритовых или монцодиоритовых выплавов (в условиях высоких ступеней гранулитовой фации).

Таким образом, проницаемость пород, продолжительность фильтрации потока флюидов, и Т-Р условия процесса будут контролировать количественные соотношения между фельдшпатизированными амфиболитами, возникающими по ним теневыми мигматитами и гранитогнейсами, а также новообразованным гранитным расплавом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 03-05-64539.

Литература

- Коржинский Д.С. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1952. №2. С.56-69.
Летников Ф.А., Бальшев С. О., Лашкевич В.В. // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3-22.
Пэк А.А. О динамике ювенильных растворов. М.: Наука. 1968. 147 с.
Dudziak K.H., Franck E.U. // Phys. Chem. 1966. V. 70. P. 1120-1128.
Connolly J.A.D., Tompson A.B. // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 102. P. 346-366.
Etheridge M.A., Wall V.J., Cox S.F. // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B6. P. 4344-4358.
Labotka T.C. // Rev. Miner. Contact metamorphism.. 1991. V. 26. P. 43-97.
Rubie D.C. // Min. Mag. 1986. V.50. P. 399-415.
Vance D. // Geol. J. 1995. V. 30. P. 241-259

А.П.Хомяков

*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва,
e-mail: noomin@noomin.msk.ru*

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА В ПРОШЛОМ, НАСТОЯЩЕМ И БУДУЩЕМ

Среди минералогических уникамов нашей планеты Хибино-Ловозерский комплекс резко выделяется как по общему числу (свыше 500), так и по числу впервые описанных в нем (около 150) минеральных видов, представленных всеми ведущими классами химических соединений. Теоретическое осмысление этого своеобразного генофонда минералов щелочных пород проводилось непрерывно по мере его формирования, что нашло отражение в трудах нескольких поколений минералогов, геохимиков и геологов. Результатом явилось зарождение и развитие целого ряда фундаментальных идей, таких как обоснованные А.Е. Ферсманом представления о нахождении Zr, Ti и Nb в агпайтовых магмах не в виде обычных высокозарядных катионов, а в виде низкозарядных комплексных анионов. Эта концепция не только объяснила главные особенности минералогии и геохимии характерных элементов Хибин и Ловозера, но и приобрела более широкое значение. Она была использована, в частности, в работах Л.Н. Когарко и ряда других исследователей для обоснования наиболее вероятных моделей генезиса сверхкрупных лопаритовых и эвдиалитовых месторождений. Она же широко использовалась Н.В. Беловым и его школой при разработке теоретических основ кристаллохимии типоморфных для агпайтовых пород минералов со смешанными анионными радикалами.

В свою очередь, среди минералов смешанно-радикального типа автором доклада впервые в генетической минералогии были выделены “трансформационные минеральные виды” (ТМВ) — особая генетическая группа моногенных природных соединений, которые в отличие от обычных полигенных минералов, способных кристаллизоваться из расплавов или растворов, образуются исключительно путем псевдоморфизации других минералов-протофаз с унаследованием от последних основных особенностей их состава и структуры. Однозначность соответствия между эволюционно связанными парами протоминерал – ТМВ открывает возможности для уверенной реконструкции первичного минерального состава пород и руд по продуктам изменения и использования последних при расшифровке палеоусловий и палеопроцессов. В частности, на основе такого соответствия раскрыта природа ловозерит-мурманитовых луявритов (3-я фаза Ловозерского массива) как измененных цирсиналит-ломоносовитовых луявритов (пока еще нигде не описанных), которые характеризовались существенно более высоким в сравнении с заместившими их породами индексом щелочности. Выделение трансформационных минеральных видов явилось значительным вкладом в разработку общей концепции наследования в минералогенезисе (Хомяков, Юшкин, 1981; Юшкин и др., 1984).

В последние годы обширные семейства природных титано-, цирконо-, бериллосиликатов и других минералов со смешанно-радикальной структурой оказались в центре внимания экологов как новый класс сорбентов и ионообменников, обладающих высокой изоморфной емкостью в отношении высокоактивных загрязнителей окружающей среды. Об этом свидетельствует большой объем публикаций, касающихся условий синтеза и свойств аналогов соответствующих минералов, в том числе ловдарита, пенквилксита и умбита, впервые описанных в качестве новых минералов в ультращелочных пегматитах Хибино-Ловозерского комплекса.

По нашим прогнозам (Хомяков, 1997), общая система установленных в природе минералов к середине XXI в. будет расширена от современных 4000 до примерно 10000 видов. Соответственно, к тому времени, а, возможно, и гораздо раньше, до 1000 видов расширится минералогический кадастр Хибино-Ловозерского комплекса, который, таким образом, будет по-прежнему концентрировать на себе внимание щелочников всего мира, питая их новыми замечательными идеями и данными об открытиях новых минералов с уникальной кристаллической структурой и технически важными свойствами.

Работа поддержана грантом РФФИ № 02-05-64152.

Литература

Хомяков А.П. Новейшие минералогические открытия и пересмотр концепции ограниченности числа минеральных видов. Структура и эволюция минерального мира. Мат. к межд. минерал. сем. Сыктывкар, 1997. С. 98.

Хомяков А.П., Юшкин Н.П. Принцип наследования в кристаллогенезисе. ДАН СССР. 1981. Т. 256. № 5. С. 1229.

Юшкин Н.П., Хомяков А.П., Евзикова Н.З. Принцип наследования в минералогенезисе. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. Вып. 93. 32 с.

Н.В.Чуканов*, **И.В.Пеков****, **С.В.Соколов*****, **А.Н.Некрасов******,

В.Н.Чуканова*****

**Институт проблем химической физики РАН, Черноголовка; chukanov@icp.ac.ru*

***Московский государственный университет, Москва; mineral@geol.msu.ru*

****Всероссийский НИИ минерального сырья, Москва; vims@df.ru*

*****Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка; alex@iem.ac.ru*

******Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва; svera@mail.ru*

О ПРИРОДЕ ХИБИНСКОГО "КАРБОЦЕРА" И ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ В НЁМ ТОРИЯ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Способность углеродистых веществ из хибинских пегматитов концентрировать РЗЭ отмечалась неоднократно. Примером такого рода является так называемый карбоцер, впервые описанный в пегматите верховьев Лопарской долины в Хибинском массиве. В растворимой части золы, образующейся при сжигании карбоцера, обнаружено 8.2% REE₂O₃ (Антонов и др., 1933). По другим данным (Флоровская и др., 1968) типовой карбоцер содержит 71.94% С, 7.01% Н, 1.12% N, 0.12% S, 18.98% О при зольности 15%, однако сведений о составе золы не приводится. Исследование высокозольного битума из пегматитовой жилы с г. Кукисвумчорр (Лоскутов, Полежаев, 1968) показало присутствие в его составе 7.2% ThO₂ и лишь 1.1% REE₂O₃. Основную же его массу составляет аморфное органическое вещество (57-60% С, 5.1% Н) и вода (22-33%).

Нами проведено исследование методами ИКС и локального рентгеноспектрального анализа типовых образцов карбоцера, собранных А.Н. Лабунцовым в верховьях Лопарской долины в 1931-1939 гг (образцы №№ 40749, 41156, 41426 и 44322 из Минералогического музея РАН). Все изученные образцы дают однотипные ИК-спектры с сильными полосами при 1571-1576,

1378-1414, 1250-1260 см^{-1} (а также более слабыми – при 600-670 см^{-1}), относящимися к карбоксилатным группам, связанным с ароматическими кольцами. В спектрах карбоцера помимо того присутствуют сильные широкие полосы воды (3345-3370 см^{-1}) и очень слабые полосы силиката (910 и 450 см^{-1}), карбоната (около 875 см^{-1} ; полоса валентных колебаний CO_3^{2-} перекрывается сильными полосами карбоксилатных групп R-COO⁻) и карбонильных групп (1695-1700 см^{-1}). Полосы C-H-валентных колебаний (область 2870-2970 см^{-1}), относящиеся к алифатическим углеводородным группам, слабые или отсутствуют вовсе (обр. №40749). Сопоставление данных ИКС с результатами микронзондовых анализов показывает, что силикатная фаза является метамиктным торитом, карбонатная фаза – кальцитом, а большая часть тория, лантаноиды и иттрий присутствует в виде металлорганических комплексов, в которых лигандами являются карбоксилатные группы, связанные с полициклическими ароматическими фрагментами, и молекулы воды. В качестве комплексообразующих металлов выступают торий и (в меньшей степени и не всегда) лантаноиды и иттрий. Распределение этих элементов в металлорганической матрице неоднородно; их максимальные содержания составляют (мас.%) 15.8 для Th; 1.4 для La; 2.6 для Ce; 2.25 для Nd; 3.4 для Y. Отсюда видно, что название "карбоцер" представляется для данного материала не вполне удачным.

Битумоподобное вещество, аналогичное по составу и ИК-спектру типовому "карбоцеру", найдено нами в больших количествах в пегматитах г. Коашва в парагенезисе с минералами гидротермальной стадии. Таким образом, в пегматитах Хибинского массива обогащённые кислородом битуминозные вещества являются обычными компонентами и концентраторами Th, лантаноидов и Y (в отличие от битуминозных веществ из гидротермалитов Ловозерского массива, имеющих существенно углеводородный состав). *Финансовая поддержка осуществлена INTAS, проект № 01-0244.*

Литература

Антонов Л.Б., Борнеман-Старынкевич И.Д., Чирвинский П.Н. В кн.: Хибинские редкие элементы и пирротины. Л.: Госхимтехиздат, 1933, С. 173-180.

Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968. 251 с.

Лоскутов А.В., Полежаева Л.И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, 1968., вып. 6, с. 276-281.

В. Н.Чуканова*, И. В.Пеков, Н. В.Чуканов*****

* *Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, г. Москва,*
e-mail: cvera@mail.ru

** *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова*

*** *Институт проблем химической физики, г. Черноголовка.*

О НАТРИЙ-ТОРИЕВЫХ СИЛИКАТАХ В УЛЬТРАЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ ЛОВОЗЁРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В 1990 г. А.П.Хомяков кратко охарактеризовал под условным названием М33 рентгеноаморфный натрий-ториевый силикат из натролит-уссингитовых пород г. Сенгисчорр в Ловозёрском массиве (Хомяков, 1990). Авторами настоящей работы ещё в нескольких местах Ловозёрского массива обнаружены и изучены близкие к М33 по свойствам и валовому составу, но отличающиеся по соотношениям компонентов натрий-ториевые силикаты.

Они образуют зёрна до 5 мм, бесцветные, реже окрашенные в желтоватый или буроватый цвет, прозрачные, со стекляннным блеском и раковистым изломом, которые проявляют интенсивную зелёную люминесценцию в коротковолновом ультрафиолетовом излучении ($\lambda?250$ нм). Изученные образцы оптически изотропны, имеют средний показатель преломления $N=1,583\pm 0,002$ и светло-серую окраску под микроскопом.

Натрий-ториевые силикаты оказались широко распространены в уссингитовых и натролитовых пегматитах Ловозёрского массива. На г. Сенгисчорр фаза М33 ассоциирует с виллиомитом, фосинаитом, нордитом, цирсиалитом, вуоннемитом, ломоносовитом, джерфишеритом и др. (Хомяков, 1990). В уссингитовых пегматитах г. Карнасурт натрий-ториевый силикат (обр. 3387) ассоциирует с эгирином, содалитом, вуоннемитом, серандитом, нордитом, натиситом, стенструпином-(Се), торостенструпином, казаковитом; в уссингитовом пегматите “Шкатулка” на г. Аллуайв (обр. ИК-1508) изученная нами фаза находится в составе частичных псевдоморфоз по стенструпину в ассоциации с серандитом, вуоннемитом, умбозеритом, магнезиоарфведсонитом. В натролитовых жилах г. Кедыкверпахк натрий-ториевые силикаты ассоциируют с витуситом, натиситом, эпистолитом, ловдаритом (обр. 3920-1); с эгирином и сфалеритом (обр. КДК-15/2).

ИК-спектры натрий-ториевых силикатов близки между собой. В наиболее высококачественном спектре обр. 3387 полосы при 438 и 462 см^{-1} соответствуют деформационным колебаниям Si-O, а при 979 см^{-1} - валентным колебаниям Si-O. Эта наиболее интенсивная полоса в ИК-спектре свидетельствует об отношении Si:O, близком к 1:3 (Чуканов, 1995), то есть протофаза скорее всего относилась к кольцевым или цепочечным силикатам. Полоса при 1630 см^{-1} соответствует деформационным колебаниям молекул воды, а при 3430 см^{-1} и 3510 см^{-1} – их валентным колебаниям. О значительном содержании воды в натрий-ториевом силикате свидетельствуют и низкие суммы анализов: 84.7-89.0 % в наших образцах. Образец А. П. Хомякова (1990) не содержит воды.

Все изученные образцы метамиктны, рентгеноаморфны. Натрий-ториевые силикаты характеризуются значительными вариациями состава. Пределы колебаний содержаний главных компонентов (в скобках даны средние цифры, мас. %): Na_2O 2.1-9.0 (4.5), K_2O 0.4-1.1 (0.7), ThO_2 48.8-58.8 (53.5), SiO_2 21.8-35.4 (30.4). Пределы колебаний содержаний примесей: CaO 0-0.3 (0.1), SrO 0-0.3 (0.1), BaO 0-0.3 (0.1), MnO 0-0.2 (0.0), PbO 0-0.7 (0.2), UO_2 0-1.3 (0.3). Сумма: 84.7-100.4. Соотношения катионов в большинстве образцов укладываются в пределы: $(\text{Na},\text{K})\text{Th}_3\text{Si}_8$ – $(\text{Na},\text{K})_4\text{Th}_3\text{Si}_8$, то есть варьирует лишь суммарное количество Na и K; катионные соотношения в образце 3920-1, неотличимом по физическим свойствам от других, приблизительно таковы: $(\text{Na},\text{K})_4\text{Th}_3\text{Si}_8$. Таким

образом, мы имеем дело с веществом переменного состава, либо с несколькими родственными фазами, близкими по свойствам. Первое предположение представляется более обоснованным.

Изученные фазы содержат разное количество натрия. С учётом колебаний содержания Na и сумм анализов, а также исходя из присутствия в составе натрий-ториевых силикатов воды, можно предположить для них следующую общую формулу: $(\text{Na},\text{K})_{4-x}\text{Th}_3[\text{Si}_8\text{O}_{24-x}(\text{OH})_x]\cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $0 < x < 2.4$, а $0 < n < 12$.

Литература

Хомяков А. П. Минералогия ультрааппаитовых щелочных пород. М.: "Наука", 1990. 195 с.

Чуканов Н. В. Записки ВМО. 1995. Ч. 124. № 3. С. 80-85.

В.Н.Чуканова*, Л.Н.Когарко*, И.В.Пеков, Н.В.Чуканов*****

* *Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, г. Москва, e-mail: cvera@mail.ru*

** *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,*

*** *Институт проблем химической физики, г. Черноголовка.*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТЕНСТРУПИНЕ

Стенструпин-(Ce) – характерный акцессорный минерал ультранатриевых пород и пегматитов, известный в Илимаусском, Ловозёрском, Сент-Илерском и Хибинском аппаитовых массивах. Стенструпин обычно метамиктен; для образца кристаллического стенструпина из Илимауссака П. Б. Мур и Дж. Шен предложили следующую кристаллохимическую формулу: $\text{Na}_{14}\text{Ce}_6\text{Mn}_2\text{Fe}^{3+}_2(\text{Zr},\text{Th})(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})_2\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (Moore, Shen, 1983). Хотя стенструпину посвящено много работ, магматический стенструпин Ловозёрского массива оставался практически неизученным, в отличие от минерала из пегматитов Ловозёрского массива и магматических пород и пегматитов Илимауссака. Это объясняется тем, что малый размер зёрен стенструпина из магматических пород Ловозера не позволил провести исследования его состава методами мокрой химии.

Нами изучен магматический ловозёрский стенструпин (г. Аллуайв) из скважин, пройденных в породах дифференцированного комплекса уртитов-фойяитов-луявритов и из эвдиалитовых луйвритов. В фойяитах стенструпин представлен зёрнами изометричной формы, имеющими размеры около 10 мкм. В луйвритах дифференцированного комплекса стенструпин представлен вытянутыми интерстициальными обособлениями разветвлённого облика длиной около 100 мкм, а в луйвритах эвдиалитового комплекса – изометричными зёрнами размером около 10 мкм.

Расчёт формул стенструпина произведён на $(\text{Si}+\text{P})=18$. Катионные соотношения в магматических стенструпинах Ловозёрского массива колеблется в следующих пределах: $(\text{Na}_{0-8.5}\text{K}_{0-2.2})(\text{Ca}_{0.4-4.7}\text{Sr}_{0-0.2}\text{Ba}_{0-0.1}\text{Pb}_{0-0.1})(\text{Fe}_{0.4-5.2}\text{Mn}_{1.1-4.5}\text{Ti}_{0.1-1.8}\text{Mg}_{0-0.4}\text{Nb}_{0-0.3}\text{Al}_{0-0.2}\text{Zr}_{0-0.2}\text{Ta}_{0-0.1})(\text{Ce}_{1.0-4.4}\text{Th}_{0.2-4.0}\text{La}_{0.4-2.0}\text{Nd}_{0.3-1.3}\text{Pr}_{0-0.4}\text{U}_{0-0.4}\text{Sm}_{0-0.1}\text{Gd}_{0-0.1}\text{Y}_{0-0.1})(\text{Si}_{13.1-18.0}\text{P}_{0-4.9})$.

Магматический стенструпин Ловозёрского массива характеризуется сильными колебаниями содержаний Na, Ca, Mn, Fe, REE, Th, Ti, Si и P, причём содержание тория обратно коррелирует с суммарным содержанием редкоземельных элементов, что позволяет говорить об их изоморфизме в протофазах. Широкий диапазон содержаний железа и марганца отличает магматический стенструпин Ловозёрского массива от преимущественно марганцовистого стенструпина из пегматитов Ловозёрского и Хибинского массивов, а значительные вариации содержаний тория – от низкоториевого стенструпина из пегматитов Илимауссакского массива. Высокое содержание титана также является отличительной чертой Ловозёрского магматического стенструпина (в стенструпине из пегматитов Илимауссакского и Хибинского массивов титан содержится лишь в виде ничтожной примеси, а в пегматитах Ловозёрского массива его содержание варьирует от 0 до 0.9 ф. е.). Пределы колебаний содержаний Si, P, Na и Ca для стенструпина из пород и пегматитов всех щелочных массивов близки.

Литература

Moore P. B., Shen J. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* 1983. Vol. 31. P. 47-67.

Шагалов Е.С.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail:
shagalov@igg.uran.ru*

ГАББРОИДЫ СЫРОСТАНСКОГО МАССИВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ СУБЩЕЛОЧНОГО ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА НА УРАЛЕ

Точка зрения о возможной принадлежности некоторых вулcano-интрузивных комплексов Южного Урала к производным внутриплитного магматизма была высказана В.В. Бочкаревым и К.С. Ивановым (1993). Субщелочные габброиды Сыростанского массива описывались многими исследователями, но геодинамическая позиция данных пород четко не определена.

Сыростанский массив расположен в пределах общеуральского шовного мегаблока с корой океанического типа (Г.Б. Ферштатер, 1992) среди метаморфических пород PR_2 и метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований PZ_1 . Массив представлен серией пород габбро-гранодиорит-гранит, механизм генерации которых включает водный анатексис и дифференциацию (Ферштатер и др., 2002).

Габброиды вскрыты на юге и севере массива в виде различных по размеру ксенолитов среди гранитоидов. В обрамлении подобные породы не отмечаются. Их $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст - 333 ± 3 млн лет (Монтеро и др., 2000), Nd – возраст субстрата 780 млн лет при $i^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512568$, $eNd = 2,67$ (Шатагин и др., 2000); $i^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703295 - 0,703666$ - также близко к верхнемантийному (Montero et al., 2000).

Выделяются две основные разновидности габброидов: среднезернистые с массивной либо пятнистой текстурой, и мелкозернистые гнейсовидные. Состоят из плагиоклаза №25-35, амфибола, биотита; аксессуарии - апатит, эпидот, сфен,

реже - циркон, ортит; рудная ассоциация – пирит, магнетит. Габброиды близкого минерального состава описаны в массиве Путсари, р-н Ладожского озера (Григорьев и др., 2000). По содержанию SiO₂ соответствуют габбро-диоритам и габбро. Относятся к щелочно-известковому типу с преобладанием натрия над калием.

Габброиды характеризуются дифференцированным распределением легких и тяжелых РЗЭ, что характерно для основных пород; La/Yb - 16,82-31,34. Большинство описываемых пород имеет величину Eu-аномалии, близкую к 1, изредка – немного больше 1. На диаграмме Rb-Sr породы попадают в поле производных латитовых, щелочно-базальтовых магм (Ферштатер, 1992). По концентрациям Sr, большинства главных и редких элементов сходны с основными породами ряда океанических островов (Фролова, Бурикова, 1997). Положение точек на диаграмме Пирса (Pearce et al., 1999) показывает небольшую добавку корового материала при генерации габброидов и приближение к составам базальтов океанических островов. И на диаграмме Муллена (Mullen, 1983) большая часть проб попадает в поле щелочных базальтов океанических островов.

Таким образом, по химическому и изотопному составу нельзя исключить принадлежность данных пород к производным «горячих точек». К сожалению, вулканических комплексов, комагматичных сыростанским габброидам, не сохранилось - вероятно, из-за процессов субдукции, и они не могут подтвердить или опровергнуть данную теорию.

Литература

Бочкарев В.В., Иванов К.С. // Ежегодник-1992 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 40-44.

Григорьев С.И. и др. // Зап. ВМО, №4, 2000. С. 15-29.

Фролова Т.И., Островская Е.В. // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Уральского петрографического совещания. 1969. Т. 3. С. 254-258.

Ферштатер Г.Б. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. 247 с.

Ферштатер Г. Б. и др. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала: вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.

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

Шатагин К.Н. и др. // Геотектоника, № 5, 2000. С. 44-60.

Montero P et al. // Tectonophysics. Vol. 317 (1-2). 2000. P. 93-108.

Mullen E.D. // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 62. P. 53-62.

Pearce J.A. et al. // Journal of Petrology. 1999. Vol. 40. № 11. P. 1579-1611.

Г.Ю.Шардакова, Е.С.Шагалов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург,

e-mail: shardakova@igg.uran.ru

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СИЕНИТОПОДОБНЫХ ПОРОД,
АССОЦИИРОВАННЫХ С ГРАНИТАМИ**

НИЖНЕУФАЛЕЙСКОГО МАССИВА (Ю.УРАЛ)

Сиенитоидные породы на Урале являются своего рода «репером» для решения ряда важных петрологических проблем. А.И. Белковским на примере уменьшения значений абсолютного возраста сиенитов и миаскитов убедительно показано, что «степень тектонической переработки магматических и метаморфических пород на Среднем и Южном Урале увеличивается в направлении с запада на восток». Сиениты и сопровождающие их фениты с возрастом 354-396 млн. лет, имеющие широкое развитие в западной периферии Уфалейского метаморфического блока (Ср. Урал), подробно описаны в работе (Белковский и др., 2000).

Несколько тел сиенитоподобных пород, образующих маломощные (до 10 м) пластообразные ксенолиты, выявлены нами внутри так называемого Нижнеуфалейского гранитного массива (Кейльман, 1974), реально представляющего собой сближенные в пространстве гранитные тела среди гнейсово-амфиболитовой толщи (Шардакова, Шагалов, 2002).

Породы имеют неравнозернистую структуру, характеризующуюся идиоморфизмом фемических минералов и аллотриоморфным обликом кварц-полевошпатового агрегата; слабо гнейсоидную текстуру. Состоят из плагиоклаза (36-42%), калишпата, (25-38%), амфибола (4-10%), биотита (2-7%), кварца (7-10%), аксессуарная ассоциация: клинопироксен, сфен, эпидот, ортит, апатит, магнетит, циркон. Плагиоклаз кислый, частично замещенный альбитом ($An_{2.5}$), но даже зерна явно первичные, с четкой прямой зональностью, имеют довольно кислый состав (An_{9-16}); калишпат – решетчатый микроклин с низким содержанием Na_2O . Роговая обманка по химическому составу соответствует ферроэдентиту и ферропаргаситу (Leake et al., 1997), клинопироксен – диопсиду, биотит принадлежит к ряду истонит-сидерофиллит.

Породы относятся к субщелочному типу, по химическому составу отвечают граносиенитам (Петрография..., 2001). Химический и минеральный состав позволяют сравнивать их с сиенитами, описанными А.И. Белковским [1]. Также как и последние, от щелочных сиенитов Ильменско-Вишневогорского комплекса они отличаются отсутствием нефелина, малым количеством клинопироксена, низкими концентрациями Na_2O+K_2O .

Однако нельзя сказать, что граносиениты и сиениты западной периферии Уфалейского блока полностью идентичны, поскольку химический состав минералов различен: амфиболы из граносиенитов отличаются от таковых из сиенитов более высокими содержаниями MgO , CaO , Na_2O и пониженными FeO , TiO_2 , K_2O ; биотиты из граносиенитов обладают резко повышенными TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , MnO , пониженными FeO и Na_2O .

Общее давление, оцененное по содержанию Al в роговой обманке (Hollister, 1987), составляет 8,8-10 кбар, по амфибол-плагиоклазовому геобарометру (Ферштатер, 1990) – 7,5-8,2 кбар; температура, подсчитанная по геотермометру Оттена – в среднем 640-680°C (Otten, 1984). Такие величины близки к расчетным P-T-параметрам для гранитов Нижнеуфалейского массива (Шардакова, Шагалов, 2003), среди которых расположены тела граносиенитов. Это показывает, что, несмотря на предполагаемую «ксеногенную» природу граносиенитов, они, как и вмещающие их граниты, были образованы в относительно высокobarических условиях, в отличие от

пород обрамления, которые характеризуются умеренными давлениями (Кейльман, 1974), и позволяет говорить о том, что выведение гранитов и граносиенитов на поверхность происходило совместно. Оценка возраста, геохимической специализации и геотектоническая типизация граносиенитов – предмет дальнейших исследований.

Литература

Белковский А.И. и др. Уральский минералогический сборник. Миасс: УрО РАН. 2000. № 10. С. 132-141.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 199 с.

Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. М: «Логос», 2001. 764 с.

Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Ежегодник-2001. Екатеринбург, 2002. С. 84-87.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. IX Чтения А.Н. Заварицкого: Тез. докл. Екатеринбург, 2003. В печати.

Hollister L.S. et al. Amer. Miner. 1987. V. 1. № 72. P. 231-239.

Leake et al. Canadian Miner., 1997. V.35. P.219-246.

Otten M. T. Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. № 2. P. 189-199.

С.А.Щека, Е.А.Ноздрачѳв, В.К.Попов, А.А.Чашин

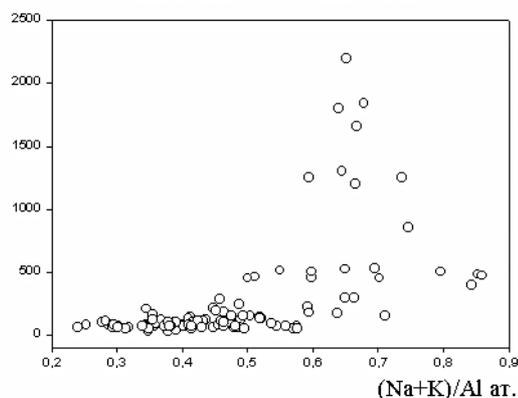
*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток,
e-mail: sashcheka@fegi.ru*

К ГЕОХИМИИ ХЛОРА В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Известно, что летучие компоненты (хлор, фтор, бор, фосфор, сера, углекислота) в значительной мере определяют исходный состав, геохимическую и металлогеническую эволюцию природных силикатных расплавов. Благоприятным объектом для демонстрации этого являются кайнозойские базальтоиды хребта Сихотэ-Алинь, слагающие Приморское звено обширного Австралийско-Восточноазиатского вулканического пояса и варьирующие по составу от андезитов (57 – 54 % SiO₂) до низкокалиевых (до 0,17% K₂O) континентальных толеитов и высокощелочных базальтов, пикритов и фонолитов. С щелочными фазами на всѳм протяжении пояса связаны россыпные месторождения сапфиров и гиацинтов.

Базальтоидный вулканизм на рассматриваемой территории начинался в локальных впадинах 47 – 20 млн. лет назад с образования толеитовых базальтов, андезитов, дацитов. (суворовский, кизинский, кузнецовский комплексы) . В последующем (15 – 6 млн.лет) сформировались обширные плато континентальных толеитов (шуфанские, шкотовские, верхнебикинские, совгаваньские). Начиная с 8 млн.лет наблюдается повышение щѳлочности магм, и на плато толеитов формируются типичные страто-вулканы с фонолит-трахитовыми заключительными фазами (современный вулкан Пектусан).

Распределение Cl в базальтах
в зависимости от щёлочности.



С целью выяснения причин подобной геохимической эволюции магм авторами предпринята попытка изучения распределения хлора в базальтоидах варьирующего состава. Определение хлора проводилось по специально разработанной методике рентгенофлуоресцентным методом на сканирующем спектрометре VRA-30 (Карл Цейс, Иена). Получены следующие характеристики методики: предел обнаружения – 10 г/т, воспроизводимость анализа – 10 отн. % при содержаниях выше 50 г/т.

Основные результаты изучения сводятся к следующему. Концентрации хлора низки и стабильны в толеитовых разностях (20 – 100 г/т) и возрастают в переходных (к щелочным) разностях до 200 г/т независимо от натровости ($\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ ат.%) , алкаитности ($(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ ат.%) и меланократовости ($(\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$ ат.%). В щелочных базальтах ($(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ выше 0.5) содержание хлора находится на уровне 200 – 500 г/т . При этом выделяется несколько вулканов с аномальными (1000 – 2200 г/т) концентрациями хлора, причём последние повышаются с возрастанием отношения $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$. Устанавливается, что максимум концентраций хлора приурочен к составам с щелочностью (алкаитностью) 0.66 ат. с резким спадом от этого пика в обе стороны (см. рис.). Отмеченные аномалии концентраций хлора относятся к сапфиросным вулканам. Аномальные концентрации хлора сопровождаются также повышенными содержаниями стронция, циркония, ниобия и появлением в сапфирах включений Cl – апатита и тантало-ниобатов, что может считаться индикатором сапфиросности щелочно-базальтовых вулканов. Следует однако отметить, что полученные концентрации хлора в базальтоидах ниже первичных концентраций в расплаве в связи со значительной дегазацией магм при извержении.

Т.Ф.Щербакова *, **Л.С.Голованова ****, **А.Е.Романько ***

**Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва,
e-mail: romanko@ilran.ru*

***Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА

Проведено сравнительное изучение северо-восточной (гранитоиды I группы) и юго-западной (гранитоиды II группы) частей Беломорского пояса. Первые традиционно входят в состав Керетьской свиты, а вторые – в состав Западной свиты (или фундамента) беломорид. По составу изверженные породы обоих типов – это существенно биотитовые (редко с амфиболом) тоналиты, трондьемиты и микроклиновые граниты. По петрогеохимическим же характеристикам гранитоиды I и II имеют больше черт сходства, чем различия. Гранитоиды I и II – перглиноземистые, по (Mapiar, 1989), с одинаковыми соотношениями Al, Ca, Mg, Fe, Ti и SiO₂, а также одинаковым индексом Чаппелля и Уайта (Chappell & White, 1983), который в гранитоидах обоих типов как больше, так и меньше значения 1,1. Но, гранитоиды I, по большей части, отвечают толеитовым, а гранитоиды II – известково-щелочным составам. Далее, по соотношению Na₂O + K₂O - SiO₂ гранитоиды I отвечают, главным образом, низкощелочным плагиогранитам, в то время как гранитоиды II – субщелочным гранитам. Исследуемые гранитоиды обоих типов сходны по характеру распределения редких земель и индикаторных элементов-примесей, за исключением Ba и Sr, которых почти вдвое больше в гранитоидах II сравнительно с породами I (710 против 500 г/т и 430 против 217 г/т соответственно).

Характерно, что гранитоиды I и II резко обеднены Nb (2-7 г/т) и Zr. Количество последнего в 4-5 раз ниже кларка для гранитоидов земной коры. Соотношение (Nb/Zr)_N – Zr (Thieblemont & Tegyeu, 1994) показывает, что образование исследуемых гранитоидов I и II происходило в одинаковых геодинамических условиях – надсубдукционной обстановке.

Е.В.Юткина

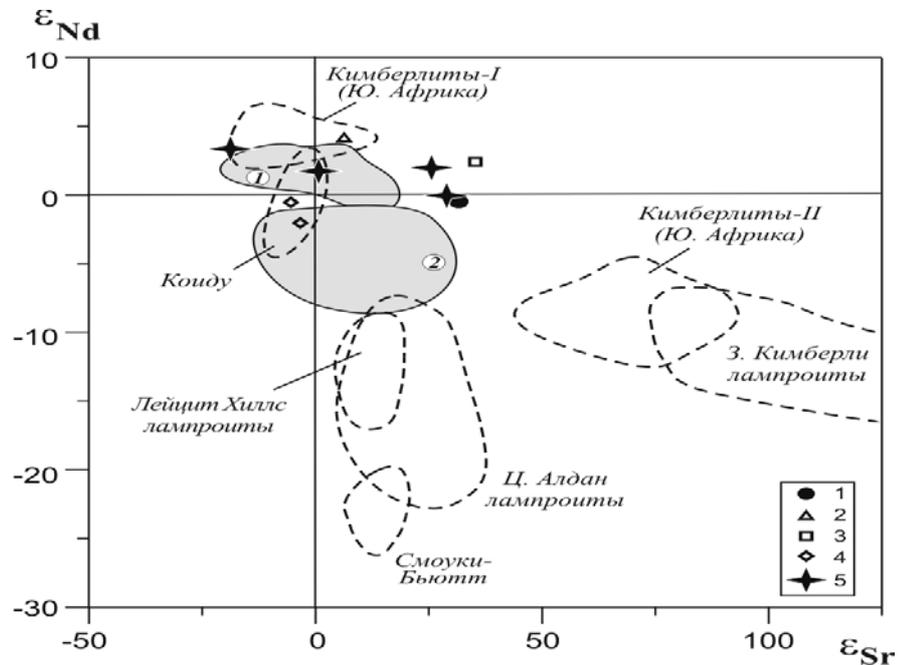
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: evgesha@igem.ru*

КАЛИЕВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ICP-MS ГЕОХИМИЯ И Sr-Nd ИЗОТОПИЯ

В пределах южной окраины Русской платформы несомненный интерес с точки зрения изучения глубинного магматизма представляют девонские трубки взрыва и дайки кимберлитов восточно-приазовского комплекса. Новые геохимические и изотопные данные позволили сопоставить породы Восточного Приазовья с типичными кимберлитами различных регионов Мира, в том числе и с палеозойскими кимберлитами северной окраины Русской платформы, и сделать следующие выводы:

1. В целом по уровню обогащения несовместимыми элементами изученные породы близки кимберлитам Кепинского поля Архангельской провинции. Вместе с тем обращают на себя внимание повышенные концентрации Pb (19-31 ppm), аномально высокие содержания Zr и Hf (521-604 и 12.8-14.8 ppm соответственно). Так, на диаграмме Nb-Zr точки составов пород располагаются вне полей кимберлитов. Заметим, что подобные содержания изредка встречаются в кимберлитах, например, в Benfontein Sills (Pearson, Taylor, 1996), однако в кимберлитах северной окраины Русской платформы такие концентрации не отмечались.

2. Характер распределения РЗЭ в кимберлитах Восточного Приазовья практически повторяет распределение этих элементов в образцах Кепинского поля. Величина $(La/Yb)_n$ в кимберлитах Восточного Приазовья составляет 99-164.



Изотопный состав Sr и Nd в породах Восточного Приазовья в сравнении с кимберлитами и лампроитами мира. Условные обозначения. 1-5 – кимберлиты Русской платформы: Верхотинское поле (трубка им. В.Гриба) (1), Кандалакша (2), Средний Тиман (3), Терский берег (4), Восточное Приазовье (5). Цифры в кружках – поля составов кимберлитов Архангельской провинции: 1 - Кепинское поле, 2 - Золотицкое поле. Поля кимберлитов и лампроитов мира по (Smith et al., 1985; Taylor et al., 1994).

3. Изотопный состав Sr в изученных породах изменяется незначительно ($\epsilon_{Sr} = 0.73-28.97$ при ϵ_{Nd} от +1.9 до -0.1). Отметим, что величина ϵ_{Sr} в лампроитах Западной Австралии, например, варьирует от +94 до +228 (Fraser et al., 1985). На диаграмме $\epsilon_{Sr} - \epsilon_{Nd}$ (рис. 1) кимберлиты Восточного Приазовья попадают в пределы или вблизи полей слабоалмазоносных кимберлитов Кепинского поля Архангельской провинции и кимберлитов-I Южной Африки. Только для одного образца значения $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ почти совпадает с таковыми высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба.

Таким образом, кимберлиты восточно-приазовского комплекса по геохимическим и изотопным характеристикам близки кимберлитам Кепинского поля Архангельской провинции и Тимана, а также кимберлитам I группы Южной Африки. Предполагается, что кимберлиты с таким изотопным составом Sr, Nd и редких элементов (например, южноафриканские кимберлиты I группы) образуются из астеносферной конвектирующей мантии. Обогащение мантии

редкими элементами происходит непосредственно перед выплавлением кимберлитовых магм (Smith, 1983).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Гранты №№ 03-64-214, 03-05-06019).

Литература

Pearson J. M., Taylor W.R. // *Canad. Mineral.* 1996. V. 34. Part 2. P. 201-219

Fraser, K.J., Hawkesworth C.J., Erlank A.J. et al. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 76. P. 57-70

Smith C.B. // *Nature*, 1983, v.304, pp.51-54.

Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.M. et al. // *Trans. Geol. Soc.S.Afr.* 1985. V. 88. P. 267-280

Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 4017-4037

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абрамов С.С. 130
Абушкевич Е.А. 9
Агеева О.А. 10
Азарова Ю.В. 12
Аксаментова Н.В. 13
Аксюк А.М. 15
Алферьева Я.О. 61
Алфимова Н.А. 104
Андреичев В.Л. 156
Арзамасцев А.А. 16, 19
Арзамасцева Л.В. 19, 21
Арискин А.А. 119
Архангельская В.В. 22
Бадмацыренов М.В. 24
Бадмацыренова Р.А. 25
Балаганская Е.Г. 124
Балашов Ю.А. 26, 28
Балуев А.С. 30
Баянова Т.Б. 31, 49, 68, 143
Беа Ф. 19
Беляцкий Б.В. 103, 104
Бёрд А. 106
Богданова А.Н. 41
Богомолов Е.С. 82, 98
Боруцкий Б.Е. 10
Бычкова Я.В. 91
Васильева Т.И. 32
Веретенников Н.В. 33
Ветрин В.Р. 33, 38
Виноградов А.Н. 19
Владыкин Н.В. 40
Волошин А.В. 41, 42, 44
Вревский А.Б. 45, 104
Гейко Ю.В. 47
Глазнев В.Н. 26, 28, 48
Глуховский М.З. 49
Голованова Л.С. 174
Голубев А.И. 68
Горбачев Н.С. 50
Грачев А.Ф. 52
Греков И.И. 121
Гурбанов А.Г. 121
Гущина Н.Ф. 77
Даунс Х. 106
Докучаев А.Я. 121
Донской А.Н. 53
Донской Н.А. 53
Дубина А.В. 55
Дубровский М.И. 56
Ефремова Л.Б. 133
Загнитко В.Н. 58
Зайцев А.Н. 59
Зайцев В.А. 60
Зарайский Г.П. 61, 80
Зозуля Д.Р. 63
Золотухин В.В. 64
Зотов И.А. 66, 101, 142
Зудин А.И. 91
Иваников В.В. 68, 69
Иващенко В.И. 71
Икорский С.В. 38
Каменский И.Л. 38
Карташов П.М. 72, 74
Келлер Й. 59
Ким Ю Донг 72, 74
Кириллов М.В. 136
Ковальский А.М. 85, 148
Когарко Л.Н. 60, 75, 77, 154, 168
Козловский В.М. 130
Конев А.А. 72
Кононкова Н.Н. 155
Коренева В.Н. 80
Корешкова М.Ю. 69, 82
Котельников А.Р. 84, 85, 148, 149
Котельникова З.А. 84, 85
Кравченко С.М. 86
Краснова Н.И. 115, 124
Кривдик С.Г. 47, 58, 88
Кузьмин Я.В. 127
Кулаковский А.Л. 90
Куликов В.С. 91
Куликова В.В. 91, 93
Ланда Э.А. 95
Лапцевич А.Г. 33
Латыпов Р.М. 97
Левский Л.К. 77, 82, 98
Леснов Ф.П. 98
Литвин Ю.А. 100, 137
Лялина Л.М. 41, 42, 44
Малашин М.М. 68, 69

Маракушев А.А. 101
Матреничев В.А. 45, 103, 104
Махоткин И.Л. 106, 107
Металиди И.С. 47
Минц М.В. 109
Михайлов Н.Д. 33
Мишин Н.И. 111
Мокрушин А.В. 112
Монтеро П. 19
Моралев В.М. 30, 49, 113
Мошкин С.В. 115
Муравьева Н.С. 116
Некрасов А.Н. 165
Нивин В.А. 117
Николаев Г.С. 119
Ноздрачев Е.А. 127, 172
Новикова И.А. 40
Носова А.А. 121
Овчинников Н.О. 41
Орсоев Д.А. 25
Панеях Н.А. 101
Панфилов А.Л. 111
Пеков И.В. 122, 155, 165, 167, 168
Перчук Л.Л. 137
Петров Т.Г. 115, 124
Пиноква Л.О. 104
Плечов П.Ю. 125
Попов В.К. 127, 172
Попов В.С. 128
Предовский А.А. 31
Пржиялговский Е.С. 32
Раевский А.Б. 48
Расс И.Т. 130
Розен О.М. 132
Романько А.Е. 133, 174
Ружьева М.С. 45, 104, 134
Рябов В.В. 136
Савичев А.Т. 133
Савченко Е.Э. 41, 42
Сазонова Л.В. 121
Самсонов М.Д. 113
Сафонов О.Г. 137
Сахно В.Г. 139
Светов С.А. 140
Селиванова Е.А. 44
Сенин В.Г. 60, 116, 154
Серебряков Н.С. 125
Середкин М.В. 142
Смирнов В.В. 66
Смолькин В.Ф. 12, 143
Соболева А. 61
Соколов С.В. 145, 165
Степанец В.Г. 146
Степина З.А. 111
Столбов Н.М. 98
Стоппа Ф. 154
Сук Н.И. 84, 85, 148, 149
Табунс Э.В. 150
Тевелев Ал.В. 116
Тепляков Г.А. 152
Терехов Е.Н. 30, 153
Токарев И.В. 98
Травин А.В. 36
Турков В.А. 154
Турчкова А.Г. 155
Удоратина О.В. 156
Утенков В.А. 130
Федотов Ж.А. 16, 112, 143, 159
Филатова Н.И. 160
Филиппов Н.Б. 68
Хегнер Э. 106
Ходоревская Л.И. 162
Хомяков А.П. 164
Царев С.Е. 16
Цымбал С.Н. 47
Чащин А.А. 172
Чевычелов В.Ю. 148
Чуканов Н.В. 155, 165, 167, 168
Чуканова В.Н. 165, 167, 168
Шагалов Е.С. 169, 171
Шаракшинов А.О. 24
Шардакова Г.Ю. 171
Шелемотов А.С. 115
Шилов В.Н. 133
Щека С.А. 172
Щербакова Т.Ф. 133, 174
Юткина Е.В. 174