



СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ

Материалы совещания

ТОМ 2

Иркутск
2012

**Российская Академия Наук
Сибирское отделение РАН
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской академии наук
Российский Фонд Фундаментальных Исследований**

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ

Материалы Всероссийского совещания
(с участием иностранных ученых),
посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Тausона

22-26 октября 2012 г.

г. Иркутск

ТОМ 2

- МАГМАТИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ИХ ФОРМИРОВАНИИ. СВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ С ЭВОЛЮЦИЕЙ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА.
- ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОЦЕССАМ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВЕЩЕСТВА И РУДОГЕНЕЗА.

Иркутск
2012

УДК 550.4:550.42

Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012. – В 3-х томах. – Т. 2. – 283 с.

В книгах представлены труды Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона. Организатором совещания является Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН. В работах участников совещания представлены результаты исследований по приоритетным направлениям научных исследований РАН и СО РАН в области Наук о Земле, по инициативным проектам Российского Фонда Фундаментальных Исследований, других российских и международных научных фондов, по Федеральным Целевым Программам, Ведущим Научным Школам, Интеграционным проектам РАН и СО РАН. В трудах совещания нашли отражение итоги новейших геохимических исследований ученых из ряда стран СНГ.

Содержание 3 томов материалов соответствует тематике научных сессий конференции:

Том 1.

- Геодинамика, тектоника и плюмовый магматизм.
- Геохимические исследования окружающей среды и палеоклиматических изменений. Биогеохимия природных процессов.

Том 2.

- Магматизм различных геодинамических обстановок и мантийно-коровые процессы при их формировании. Связь процессов рудообразования с эволюцией магматизма, метаморфизма и метасоматоза.
- Геохимия изотопов, геохронология и аналитические методы в приложении к процессам мантийно-корового взаимодействия вещества и рудогенеза.

Том 3.

- Геохимия и минералогия рудно-магматических систем, геохимические методы поисков. Моделирование и ГИС-технологии при изучении и оценке рудных районов и месторождений.
- Экспериментальное и физико-химическое моделирование геохимических и технологических процессов.

Председатель Оргкомитета совещания:
академик РАН Михаил Иванович Кузьмин

Зам. председателя совещания:
чл.-корр. РАН Шацкий Владислав Станиславович
д.г.-м.н. Спиридонов Александр Михайлович

Ученый секретарь совещания:
к.х.н. Пархоменко Ирина Юльевна

Ответственный редактор материалов совещания:
к.г.-м.н. Зорина Лидия Дмитриевна

Проведение совещания и издание материалов совещания поддержано РФФИ
(грант № 12-05-06092-г)

Спонсоры совещания ООО «ВМК-Оптоэлектроника» и ООО «Брукер»

Утверждено к печати Ученым советом ИГХ СО РАН.

ISBN
ISBN

(Том 2)
© ИГХ СО РАН, 2012

**МАГМАТИЗМ РАЗЛИЧНЫХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И
МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ИХ
ФОРМИРОВАНИИ. СВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ
РУДООБРАЗОВАНИЯ С ЭВОЛЮЦИЕЙ
МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И
МЕТАСОМАТОЗА**

СПЕКТРЫ РЗЭ КАК ИНДИКАТОР ТИПА И ИНТЕНСИВНОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ ХРОМИТОНОСНЫХ АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ)

Алимов¹ В.Ю., Вахрушева² Н.В.

¹ ООО НПП «Гео-Хром», г.Екатеринбург, e-mail: alim-viktor@yandex.ru

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, г.Екатеринбург, e-mail: nv250190@yandex.ru

Изучено распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) по скважине Б-3, вскрывшей рудные тела хромитов глиноземистого типа в пределах Бурхойлинского участка (Войкаро–Сыньинский массив, Полярный Урал). Глубина скважины 116 м. По скважине отобрано 17 образцов, все они проанализированы на основные компоненты, в 16 образцах определены РЗЭ. Измерения проведены методом ISP–MS, аналитик Ю.Л. Ронкин.

Разрез представлен породами дунит–гарцбургитового комплекса с невысоким содержанием дунитовой составляющей.

Изучены спектры РЗЭ в ультрамафитах и хромовой руде (рис. 1). Наиболее ранними в разрезе являются гарцбургиты, обладающие прямым трендом фракционирования РЗЭ с небольшой отрицательной европиевой аномалией. Такой спектр, вероятно, отвечает стадии частичного плавления и является результатом селективного выплавления минерала-концентратора, обогащенного легкими РЗЭ. Гарцбургиты относительно обогащены РЗЭ в целом.

При переходе от гарцбургитов к пироксенсодержащим и беспироксеновым дунитам спектры становятся сложнее и разнообразнее. Наблюдаются U-образные спектры разной степени асимметрии с отрицательной Eu-аномалией или без нее. В дунитах с повышенной вкрапленностью хромита отмечается прямой тренд для интервала Dy–Ho и отсутствие фракционирования для подгруппы La–Tb.

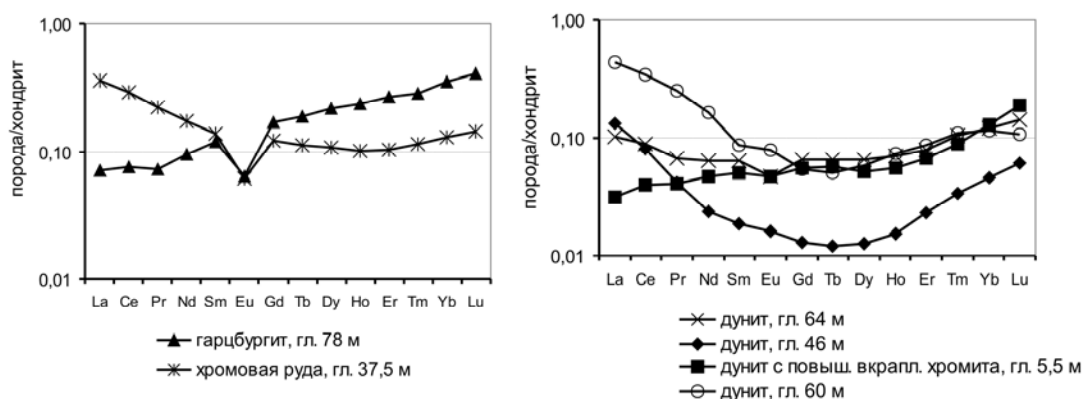


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ в ультрамафитах и хромовой руде по скв. Б-3

Для хромовой руды характерно общее обогащение РЗЭ, обратный тренд для легких лантаноидов, отрицательная Eu-аномалия, пологий U-образный тренд слабого фракционирования в подгруппе Gd–Lu с минимумом для Ho.

По сходству спектра РЗЭ с рудным, выявлен тип дунитов, наиболее перспективный на хромиты.

Интерпретация полученных спектров РЗЭ, кроме самых ранних, не может быть проведена в рамках концепции частичного плавления (L–схема) по следующим причинам: спектры усложняются в самых тугоплавких породах – дунитах; температурный уровень хромитообразования в целом и для исследуемого типа руд, в частности, по данным геотермометрии определяется как 800–1050°C; частичное плавление ультрамафитов, по составу близких к дунитам, при таких температурах невозможно; наблюдается значительная пространственная гетерогенность типов спектров РЗЭ, при этом ультрамафиты не проявляют значительных вариаций химического состава, а температурное поле в ультрамафитах не обладает высокой градиентностью.

Поскольку хромиты локализованы в мантийных тектонитах, следует учесть влияние деформаций. Хромитообразование соответствует этапу пластического течения ультрамафитов в условиях синтектонической рекристаллизации («зернистая» – дилатансионная деформация). Сдвиговая деформация в ультрамафитах реализуется в этом случае в основном за счет вращения зерен минералов. Деформация такого типа обладает следующими особенностями.

– Деформация является пластической только на макроуровне. Зерна минералов проявляют при этом упругое поведение.

– На границах зерен минералов возникают значительные по величине механические напряжения контактной природы. Принципиальным моментом является то, что механические напряжения, возникающие при «зернистой» деформации не являются малыми по сравнению с литостатической составляющей суммарного давления [Алимов, 2008].

– Контактные напряжения распространяются на значительную часть деформируемого объема. Первоначально формируются зоны сжатия кристаллического каркаса при одновременном раскрытии пористости, а затем в твердых фазах формируются пространственно сопряженные зоны сжатия и растяжения [Gryasnov et al., 1992].

Наличие зон «сжатие+растяжение» в хромитоносных ультрамафитах подтверждается по данным пироксеновой геотермобарометрии, а в рудах – по многофазности хромовой шпинели.

Альпинотипные ультрамафиты на стадии рудогенерирующих деформаций аналогичны механохимическому реактору. Роль рабочего тела – шаров и т.п. выполняют сами зерна минералов. Характерные энергии, «закачиваемые» при механоактивации в вещество в лабораторных условиях, составляют величину порядка 290 Кдж/моль (3 eV на молекулу) за 30 мин [Аввакумов, 1985]. Имеются достаточные основания предполагать аналогичные уровни концентрации энергии в минералах ультрамафитов и в природных условиях – в ходе «зернистой» деформации [Алимов, 2008]. Индикатором таких энергий может служить, в частности, тип фракционирования редких земель.

Энергии порядка нескольких электрон-вольт достаточно для обеспечения подвижности РЗЭ в кристаллической решетке минерала-хозяина, поскольку это энергии порядка энергии связи Ln – O.

Размер ионов лантаноидов используется как параметр, позволяющий объяснить вхождение того или иного Ln³⁺ (Ln²⁺) в минерал-концентратор с дальнейшей магматической дифференциацией [Хендерсон, 1985]. Тем более важен размер ионов при деформационном воздействии. Влияние ионного радиуса в этом случае можно оценить, используя модель кристаллического поля.

Характерную энергию кристаллического поля, фиксирующую ион в октаэдрической или тетраэдрической позиции можно оценить, как 29-225 кдж/моль (0.3-2.3 eV). При этом, изменению ионного радиуса R³⁺ на 1 нм соответствует изменение энергии стабилизации на 0.86 eV [Хендерсон, 1985]. Как известно, для РЗЭ характерно наличие лантаноидного сжатия, т.е. легкие РЗЭ имеют ионные радиусы большие, чем тяжелые. Различие в ионном радиусе в ряду Pr–Lu составляет 1.8 нм. Такому различию в величинах ионного радиуса соответствует различие в энергии стабилизации ~ 1.55 eV. Энергия в несколько электрон-вольт является достижимой при механохимической активации, а в природных условиях – при «зернистой» деформации. Отметим, что энергию такого уровня едва ли возможно сообщить веществу путем нагрева, поскольку 1.55 eV соответствует ~ 17000 К.

Благодаря значительной концентрации упругой энергии при «зернистой» деформации и лантаноидному сжатию происходит концентрация легких РЗЭ в зонах локального растяжения и, напротив, тяжелых РЗЭ в зонах локального сжатия. Это обстоятельство и является основой деформационной схемы интерпретации спектров РЗЭ (σ-схема). При этом зонам сжатия соответствует прямой, а зонам растяжения – обратный тренд в спектрах РЗЭ. При нахождении в масштабах образца одновременно зон сжатия и растяжения реализуется

U-образный спектр РЗЭ, поскольку легкие (и крупные) ионы РЗЭ концентрируются в зонах растяжения, а тяжелые (и мелкие) ионы РЗЭ – в зонах сжатия.

Применение σ -схемы интерпретации спектров РЗЭ для ультрамафитов скв. Б-3 позволяет реконструировать пространственное распределение типов деформационных напряжений при хромитообразовании. Так, для гарцбургитов отмечается переход от раннего прямого тренда к U-образному (сжатие+растяжение) и тренду, в котором в ряду Gd–Lu наблюдается обогащение тяжелыми РЗЭ (сжатие), а более легкие лантаноиды не дифференцированы. Наличие горизонтальных участков для части РЗЭ, согласно σ -схеме, обусловлено конфигурацией зоны перехода между областями сжатия и растяжения, а именно, малой градиентностью зоны перехода. Перспективным для характеристики градиентных по механическим напряжениям участков является изучение поведения европия. Европий, благодаря вариативным свойствам может концентрироваться в наиболее градиентных деформационных зонах.

Для большинства дунитов скв. Б-3 характерно наличие зон сжатия и растяжения в масштабе образца. Хромиты и наиболее перспективные на обнаружение руд дуниты фиксируют условия растяжения.

Самая общая тенденция устанавливается для суммы РЗЭ. Максимумы концентраций РЗЭ отмечены две зоны растяжения (глубина 37.5 и 60 м), зона перехода от области сжатия к зоне «сжатие + растяжение» на глубине 16 м, зона сжатия на глубине 78 м.

Распределение РЗЭ в пределах указанных максимумов закономерно. Се, Pr концентрируются в зонах растяжения (глубина 37.5, 60 м); Lu, Yb – в зонах сжатия. Остальные РЗЭ образуют переходные типы. Sm и Gd, к примеру, концентрируются в переходной зоне (глубина 16 м), в зоне растяжения (глубина 60 м) и в зоне сжатия (глубина 78 м). Eu концентрируется исключительно в переходной зоне (глубина 16 м). Эта информация может использоваться в поисковых целях. Пространственное положение хромитоносной зоны, выделенной по РЗЭ с использованием σ -схемы, совпало с положением рудной зоны, определенным по петрохимическим критериям.

Лантаноиды имеют практически идентичные химические свойства. Это означает, что при обычных химических процессах они неразличимы и, соответственно, их трудно разделить. Это подтверждается как историей открытия РЗЭ, так и существующими методами их разделения в промышленности. Обращаясь к строению атома, можно отметить, что, используя только внешние электронные оболочки и уровни энергии, характерные для обычной химии (энергии ~ 100 Кдж/моль или ~ 1 eV/атом), эффективно фракционировать РЗЭ практически невозможно. Тем более трудно это сделать за счет тепловой энергии, уровень которой даже в точке плавления оливина составляет лишь 0.15 eV. Для решения этой задачи необходима концентрация энергии до уровня, достаточного для активации внутренних электронных оболочек атомов (ионов) редких земель. Именно это и происходит при «зернистой» деформации хромитоносных ультрамафитов в природном механохимическом реакторе.

Однонаправленными и U-образными спектрами РЗЭ не исчерпывается разнообразие типов распределения лантаноидов. К примеру, обсуждение природы V-образных спектров РЗЭ имеет давнюю историю [Балашов, 1976].

В условиях перестроек внутренних электронных оболочек ионов РЗЭ, обусловленных деформационным воздействием «зернистого» типа, возможно выведение 4f-электронов в валентную зону. Энергетическая щель, отделяющая 4f-электроны от зоны валентных электронов в ряду Ce^{3+} – Yb^{3+} изменяется от 3.6 eV до 12 eV [Бандуркин и др., 1984]. Если энергия деформационного воздействия достигает ширины этой энергетической щели, неспаренные 4f-электроны становятся валентными. Количество неспаренных 4f-электронов (4f*- электроны) для ионов R^{3+} La, Tm, Lu равно нулю; Ce, Er и Yb имеют 1 такой электрон; Pr и Ho – 2; Nd, Dy – 3; Pr, Tb – 4; Sm – 5; Eu – 6 и Gd – 7. Возможны вариации этой схемы за счет наличия R^{2+} и R^{4+} у некоторых РЗЭ: ($\text{Ce}^{4+} - 0$); ($\text{Pr}^{2+} - 3$); ($\text{Eu}^{2+} - 7$) и т.п.

Химическая активность ионов РЗЭ будет в таком случае определяться числом 4f*- электронов. Степень химической активности лантаноидов теперь имеет симметричный

характер относительно центра группы РЗЭ (Eu–Gd), по крайней мере, в интервале Ce–Er. В связи с этим резонно ожидать появления в природных ассоциациях V-образных трендов РЗЭ. В скв. Б-3 таких трендов не обнаружено, т.к. интенсивность деформации для глиноземистых хромитов относительно невелика. V-образные спектры РЗЭ характерны для ультрамафитов рудных полей, вмещающих высокохромистое оруденение [Вахрушева и др, 2006]. V-спектры РЗЭ отмечены для некоторых типов дунитов и гранатов из эклогитов [Леснов, 2007]. Согласно предлагаемому механизму, значительная часть давления в таких образованиях возникла за счет действия «зернистых» деформаций.

Дальнейшее увеличение интенсивности «зернистых» деформаций, должно привести к еще большему сдавливанию электронных оболочек атомов и к возникновению идеальной схемы заполнения этих оболочек [Капустинский, 1956]. В этом случае исчезает лантаноидное сжатие, внешние электроны заполняют 4f-оболочку. Минимальные изменения размеров при этом испытывают атомы Yb, Lu, у которых и в нормальных условиях 4f-оболочка полностью заполнена, максимальные – легкие РЗЭ. Ионы легких РЗЭ сжимаются практически до размеров 4f-оболочки. Контраст свойств в ряду La–Lu усиливается и становится монотонно возрастающим. При этом должны возникать спектры с резким обогащением мобилизата легкими лантаноидами. Такие спектры характерны для кимберлитов, лампроитов, базанитов, меланефелинитов и др. При неравновесной декомпрессии таких образований сброс накопленной деформационной энергии также будет неравновесным. В условиях декомпрессии атомы легких РЗЭ будут значительно увеличивать свой объем, что неизбежно приведет к вспучиванию вещества мобилизата и захвату летучих.

В такой ситуации должны наблюдаться процессы взрывного типа, геологическим признаком которых является, на макроуровне – брекчирование, на уровне шлифа – наличие неравновесных минеральных ассоциаций, фиксирующих весьма широкий диапазон давлений.

Предлагаемый подход к интерпретации спектров РЗЭ может быть распространен на любые породы, испытавшие в своей геологической истории «зернистую» деформацию.

Исследования осуществляются в рамках программы РАН 12-П-5-1017 (проект «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых систем (на примере Урало-Монгольского пояса)»)

Литература

Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 305 с.

Алимов В.Ю. Деформационный механизм хромитообразования в альпинотипных гипербазитах // Рудогенез. Мат-лы межд. конф. – Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. с.4-7.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М: Наука, 1976. – 267 с.

Бандуркин Г.А., Джуринский Б.Ф., Тананаев И.В. Особенности кристаллохимии соединений редкоземельных элементов. – М: Наука, 1984. – 229 с.

Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л. Распределение РЗЭ в ультрамафитах и рудообразующих хромовых шпинелях Войкаро-Сыннинского массива // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 92-95.

Капустинский А.Ф. Свойства атомов при сверхвысоких давлениях. // Изв. АН СССР, отд-ние хим. Наук. 1956, № 4. С.427-434.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2007. Кн.1. – 403 с. Кн.2. – 190 с.

Хендерсон П. Неорганическая геохимия. – М: Мир, 1985. – 339 с.

Gryaznov V.G., Tanakov M. Yu, Trusov L.I. Review Plasticity and mass-transfer in contacting nanoparticles. // Journal of materials science. 1992. V.27. P. 4829-4841.

МЕЗОЗОЙСКИЕ-РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ БАЗАЛТЫ УДИНСКОЙ И ЗАЗИНСКОЙ ВПАДИН (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Андрющенко С.В., Воронцов А.А.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: svandrus84@gmail.com*

Удинская и Зазинская впадины принадлежат Удино-Витимскому сектору позднемезозойской–кайнозойской Западно-Забайкальской рифтовой области (ЗЗРО). Она протягивается от западного фланга хребта Малый Хамар-Дабан на северо-восток через все Забайкалье, вплоть до Витимского плоскогорья, на 1000 км при ширине 200-300 км и является продолжением Северо-Монгольской системы рифтов, получивших свое развитие еще в начале позднего палеозоя [Гордиенко и др., 2010; Кузьмин и др., 2011]. Рифтовая область контролируется поясом субширотных–северо-восточных разломов Джидинского, Илькино-Кижингинского, Тугнуйско-Хилокского и Удино-Витимского секторов. В ее пределах широко распространены щелочные и субщелочные породы: базальты, базальтовые трахиандезиты, трахиты, тешениты, тефриты, фонолиты, трахиты, щелочные сиениты и граниты, комендиты и пантеллериты, а также карбонатиты. В развитии ЗЗРО выделяется несколько этапов внутриплитного магматизма различной степени масштабности и длительности в зависимости от региона. Структурный фон распределения породных ассоциаций определяют грабены, горсты, приразломные впадины и системы нормальных сбросов, а общее их распространение обладает хорошо выраженной пространственной обособленностью.

На классификационной TAS-диаграмме (рис. 1) фигуративные точки составов вулканитов Удинской и Зазинской впадин образуют 3 области распределения и соответствующие им магматические ассоциации следующих возрастных уровней:

- 1) Умеренно-щелочная дифференцированная базальт-андезит-базальт-андезит-трахит-трахириолитовая ассоциация (178-154 млн лет).
- 2) Умеренно-щелочная и щелочная ассоциации базальтов и андезитов (124-100 млн лет).
- 3) Высокощелочная ассоциация нефелинитов и тефритов (72-53 млн лет).

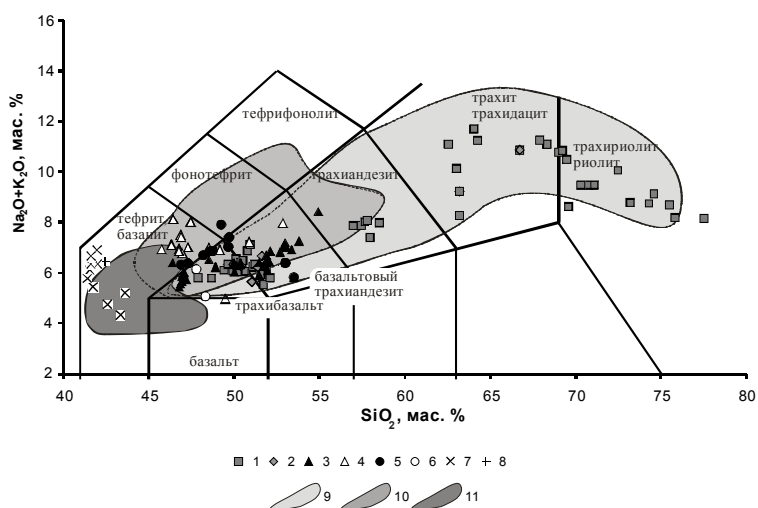


Рис. 1. Классификационная диаграмма сумма щелочей-кремнезем для вулканитов Удинской и Зазинской впадин. Условные обозначения: 1-8 – точки составов вулканических пород: 1 – средней юры, 2 – верхней юры, 3 – начала раннего мела, 4 – середины раннего мела, 5 – конца раннего мела, 6 – позднего мела, 7 – конца позднего мела, 8 – палеоцена; 9-11 – поля составов вулканитов Западно-Забайкальской рифтовой области по [Воронцов и др., 2004; Андрющенко и др., 2010]: 9 – средней-верхней юры, 10 – мела, 11 – раннего кайнозоя.

По мере омоложения вулканических ассоциаций происходит уменьшение их объема, сокращение доли пород среднего и кислого составов и увеличение суммарной щелочности пород основного состава. Эти закономерности являются следствием изменения условий формирования магматических источников.

Геохимические и изотопно-геохимические данные для базальтоидов Удино-Витимского, Джидинского [Воронцов и др., 2002; Андрияшенко и др., 2010], Тугнуйско-Хилокского [Воронцов, Ярмолюк, 2007] и Илькино-Кижингинского [Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк и др., 1998] секторов в сочетании с результатами К-Ar и Rb-Sr датирования позволили наиболее полно охарактеризовать эволюцию магматизма Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое-раннем кайнозое, а также получить представление о характере процессов, влиявших на изменение состава магматических ассоциаций во времени.

Для базальтоидов Удинской и Зазинской впадин, как и для всей ЗЗРО характерны повышенные содержания TiO_2 (2-2.5 мас. %), что типично для осевых частей континентальных рифтовых зон, например, Кенийского рифта [Вессалува et al., 2009].

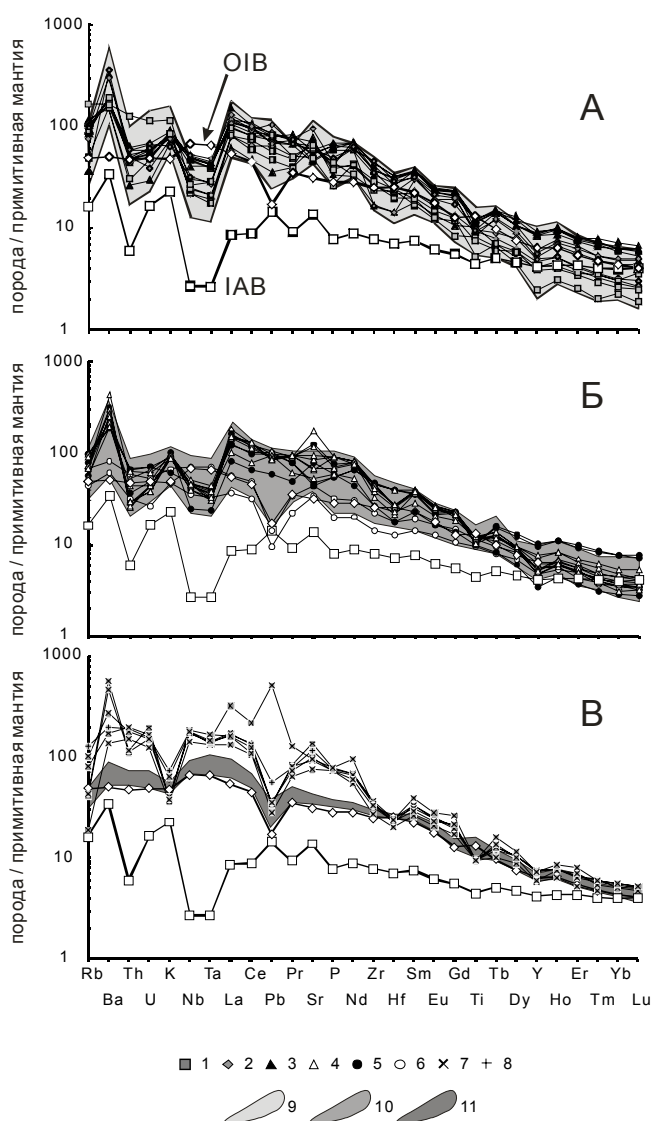


Рис. 2. Распределение нормированных к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989] редких и редкоземельных элементов магматических пород Удино-Витимского сектора. А – средней юры-начала раннего мела; Б – середины раннего мела-позднего мела; В – раннего кайнозоя. Составы OIB и IAB приведены по [Sun, McDonough, 1989]. Условные обозначения см. рис. 1

На графиках нормированного распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 2) базальтоиды ЗЗРО имеют сходные спектры. На ранних этапах (рис. 2 А, Б) характер распределения редких и редкоземельных элементов отвечает конфигурации спектра островодужных базальтов, с типичными максимумами Ba, K, LREE и минимумами по Nb и Ta, отличаясь от IAB на порядок превосходящими (в левой части графиков) концентрациями элементов и высокими значениями отношений La/Yb, более характерных для OIB. С рубежа ~100 млн лет (рис. 2 Б) конфигурация кривых распределения приобретает более «сглаженный» вид и за исключением высоких нормированных значений Ba, K и LREE полностью соответствует кривым распределения литофильных элементов в щелочных базальтах океанических островов, являющихся индикаторами внутриплитного магматизма. Базальтоиды Удинской и Зазинской впадин, отвечающие этапу 82-76 млн лет, наиболее точно соответствуют OIB, вплоть до слабого обогащения Nb и Ta. Поздним магматическим ассоциациям Удинской и Зазинской впадин (72-53 млн лет) (рис. 2 В) присущи высокие концентрации Ba (до 3900 г/т), Th (до 17 г/т), U (до 4 г/т), La (до 220 г/т), Ce (до 392 г/т) Nb (до 130 г/т) и Ta (до 7 г/т) и вместе с тем пониженные значения K₂O (1.0-2.1 мас. %). Эти характеристики резко отличают базальтоиды Удино-Витимского сектора от поздних базитов Тугнуйско-Хилокского сектора ЗЗРО, однако, в отличие от предыдущих этапов, между ними не существует четкой хронологической корреляции. В эволюции магматизма Тугнуйско-Хилокского сектора интервал с 90 до 48 млн лет оставался амагматичным, в то время как в Удино-Витимском продолжались эпизодические локальные извержения. Высокие концентрации редких литофильных элементов (Ba, Th, U, Sr, Nb, Ta) в поздних магматических ассоциациях Удино-Витимского сектора связаны с высокими содержаниями щелочей. Геохимические характеристики вулканитов объяснимы влиянием «субдукционного» компонента, роль которого на ранних этапах развития Удино-Витимского сектора была значительной и снижалась по мере омоложения вулканических ассоциаций. Таким компонентом могли стать фрагменты океанической коры закрывшегося в раннем мезозое Палеоазиатского океана и погребенные под шовной зоной между Сибирским и Китайским континентами, где расположена ЗЗРО [Кузьмин и др., 2011]. Эти фрагменты (слэбы) постепенно плавилась, обогащая мантийный источник гидратированным веществом океанической коры, что обусловило появление в рестите фаз, концентрирующих Ti, Nb и Ta. По мере истощения рециклированного материала, вовлеченного в процессы плавления, уменьшалась величина Nb-Ta минимума и существенно сокращались объемы выплавливаемых пород.

По изотопному составу Sr и Nd одновозрастные вулканиты Удино-Витимского сектора образуют единые поля и полностью укладываются в общую динамику изменения состава продуктов позднемезозойского-кайнозойского магматизма Западно-Забайкальской рифтовой области. Так, в работе [Ярмолюк, Иванов, 2000] предполагается, что исходной позиции (поздняя юра-начало раннего мела) отвечала мантия, обогащенная Rb ($\epsilon_{Sr} \gg 0$) и в незначительной степени Nd ($-2 < \epsilon_{Nd} < 0$), или OIB EM 2. По сравнению с составами OIB продукты этой мантии были обогащены большинством литофильных элементов и обеднены такими элементами, как Ta и Nb. Со второй половины мела и вплоть до начала позднего кайнозоя в процессы плавления вовлекались субстраты, все более и более деплетированные в отношении Rb и Nd. Предельные их параметры ($+3 < \epsilon_{Nd} < +5$ и $-1 > \epsilon_{Sr} > -8$) соответствуют внутриплитным умеренно деплетированным магматическим источникам DM OIB, занимающим центральную позицию в поле составов базальтов океанических островов по [Zindler, Hart, 1986], а их микроэлементный состав приближается к стандарту OIB.

Литература

Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 944-962.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 3-28.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н. Строение и состав ранне-мезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // *Геохимия*. 2004. № 11. С. 1186-1202.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // *Петрология*. 2002. Т.10. № 5. С. 510-531.

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

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // *Геотектоника*. 2011. № 6. С. 3-23

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 2. С. 115-138.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // *Геотектоника*. 2000. № 2. С. 43-64.

Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F. Continental Flood Basalts and Mantle Plumes: a Case Study of the Northern Ethiopian Plateau // *Journal of Petrology*. 2009. V. 50. N. 7. P. 1377-1403.

Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Narry M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313-345.

Zindler A., Hurl S. Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. № 14. P. 493-571.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИБАЙКАЛЬЯ (ХАМАР-ДАБАН, ОЛЬХОН): ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ, СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ МЕТАМОРФИЗМА И ИСТОЧНИКИ МАГМ.

Антипин В.С., Макрыгина В.А., Горлачева Н.В.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: antipin@igc.irk.ru*

В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона наиболее активно проявился фанерозойский коллизионный и внутриплитный гранитоидный магматизм, представленный интрузивными комплексами с различными вещественными характеристиками. Формирование структуры этой части Центрально-Азиатского складчатого пояса связано с раннепалеозойскими аккреционно-коллизионными событиями, сопровождавшими закрытие Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007]. Следствием этих процессов стало развитие зональных метаморфических поясов и сопровождавших их автохтонных и аллохтонных гранитоидных комплексов, которые в петролого-геохимическом отношении изучены недостаточно. Наиболее типичными представителями коллизионного магматизма в Прибайкалье являются раннепалеозойские гранитоиды хребта Хамар-Дабан (Солзанский массив) и острова Ольхон (шаранурский комплекс).

Гранитоиды Солзанского массива представлены автохтонной и аллохтонной фациями: гранитогнейсами, плагиогранитогнейсами, мигматитами и лейкогранитами. Ранее по породам массива был определен Rb–Sr возраст в 519 ± 26 млн лет [Макрыгина и др., 1987]. Последние U–Pb датировки (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) показали средний возраст магматических цирконов в солзанских лейкогранитах 513–516 млн лет. Механизмом образования массива является частичное плавление в условиях температур высокой амфиболитовой фации при снижении давления с незначительным перемещением не полностью гомогенизированного расплава, что подтверждается включениями ксеногенного циркона с возрастом 529 и 779 млн лет. По полученным значениям возраста, особенностям состава и взаимоотношений с гнейсами хамардабанской серии гранитоиды Солзанского массива формировались при плавлении корового субстрата, и их происхождение могло быть обусловлено процессами каледонской коллизии в регионе. В этом отношении они близки к раннепалеозойским гранитоидам Ольхонского региона.

Восточным продолжением Хамардабанского террейна является Ольхонский регион, который занимает часть западного побережья оз. Байкал и о. Ольхон и сложен вулканогенно-осадочными породами ольхонской и ангинской толщ. Время образования пород считается верхнерифейским, и они претерпели зональный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций. Среди гранитоидных пород на о. Ольхон ранее был выделен шаранурский комплекс [Павловский, Ескин, 1964], название которого дано по оз. Шара-Нур, где в центральной части острова установлены наиболее крупные проявления гранитоидного магматизма. Поскольку они характеризуются разнообразием состава и структурных соотношений, то была поставлена задача геохимического изучения всех разновидностей гранитоидных пород этого комплекса. Шаранурский комплекс гранитоидов представлен гранитогнейсами, мигматитами, автохтонными гранитами, жилами гранитов и гранит-пегматитов. Комплекс гранитогнейсов, мигматитов и автохтонных гранитов ярко выражен в структуре Приольхонья и острова Ольхон своеобразными купольными зонами или валами. Процесс гранитизации осуществлялся здесь на фоне характерных для коллизионных зон интенсивных тектонических движений. Возраст гранитоидов шаранурского комплекса определен $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ методами и составляет $475,9 \pm 4,4$ и 476 ± 9 млн лет [Федоровский и др., 1993, Gladkochub et al., 2008]. По данным, полученным на SHRIMP-II, возраст гранитов равен 477 ± 3 [Макрыгина и др., 2010].

В петрографическом отношении среди гранитоидов Солзанского массива и шаранурского комплекса преобладают биотитовые граниты и лейкограниты, в которых в

качестве аксессуарных минералов чаще всего присутствуют гранат, апатит, циркон, сфен и ортит.

Мигматиты и плагиограниты хр. Хамар-Дабан и о-ва Ольхон являются обычно существенно натриевыми породами, и по соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ они образуют общее поле с вмещающими гнейсами (рис. 1). В гранитах Солзанского массива ($\text{K}_2\text{O}=2.96-6.16$; $\text{Na}_2\text{O}=2.29-4.18$) и шаранурского комплекса ($\text{K}_2\text{O}=2.94-8.05$; $\text{Na}_2\text{O}=2.08-4.64$) содержание K_2O выше, чем Na_2O , либо эти породы имеют близкие соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. По составу и петрохимическим характеристикам граниты Солзанского массива и шаранурского комплекса

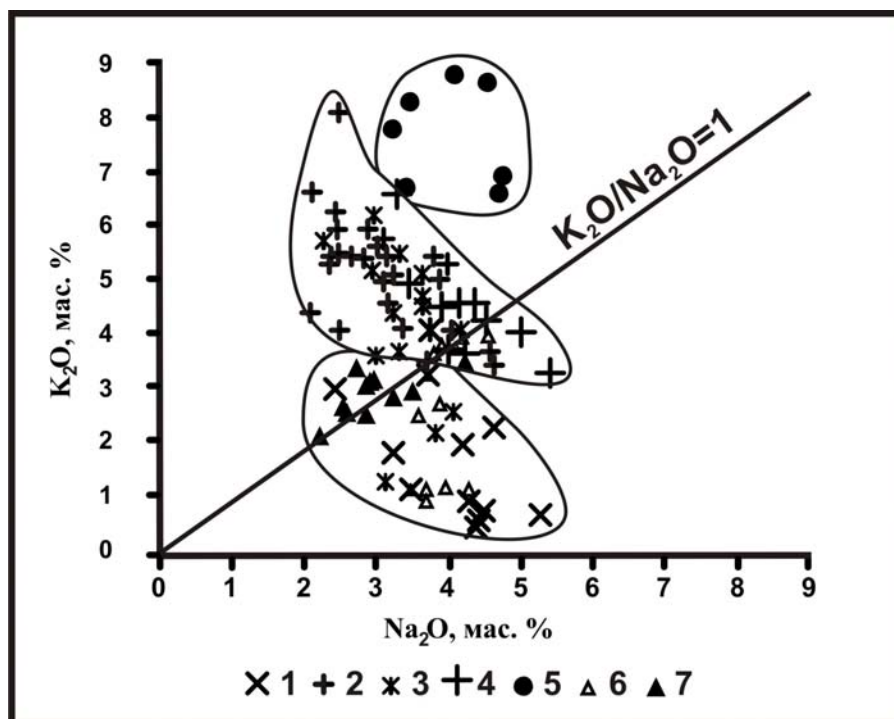


Рис. 1. Соотношение $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ в раннепалеозойских гранитоидах Прибайкалья и коллизионных гранитоидах Гималаев и Центральной Испании.

Плагиомигматиты и плагиограниты (о.Ольхон и хр.Хамар-Дабан) (1), К-Na известково-щелочные граниты: о.Ольхон (2), хр.Хамар-Дабан (3), коллизионные гранитоиды Гималаев и Центральной Испании (4), пегматоидные редкометалльные граниты о. Ольхон (5), гнейсы: о. Ольхон (6), хр. Хамар-Дабан (7).

близки к коллизионным гранитоидам других провинций (Гималаи, Испания) и относятся к известково-щелочной, либо к субщелочной сериям магматических пород. Существенно калиевыми образованиями являются выявленные впервые на Ольхоне жильные пегматоидные редкометалльные граниты с бериллиевой минерализацией (рис. 1). Судя по закономерностям распределения редких элементов на приведенных спайдердиаграммах (рис. 2), геохимические особенности вмещающих гранитоиды гнейсов обоих регионов заметно различаются. При достаточно близких в них к среднему составу континентальной коры содержаниях литофильных элементов в метаморфических толщах Хамар-Дабана существенно выше уровень средних содержаний высокозарядных элементов и тяжелых редких земель. В то же время концентрации этих групп редких элементов в гнейсах Ольхонского региона значительно ниже. По-видимому, состав и геохимические особенности вмещающих субстратов могли играть определяющую роль при анатектическом выплавлении гранитоидных магм, что уже отмечалось ранее [Макрыгина, Петрова, 1996]. Эта закономерность отчетливо проявляется на примере Солзанского массива, где особенности распределения почти всех элементов во вмещающих гнейсах практически повторяются в мигматитах-плагиогранитах (рис. 2а). При этом в последних уровень содержаний

высокозарядных элементов и тяжелых редких земель заметно уменьшается. Эта геохимическая тенденция еще более отчетливо выражена на примере К-На гранитов Солзанского массива, что подчеркивает единство процессов гранитообразования всей исследуемой серии. Уровень концентраций литофильных элементов в Солзанских гранитах (К, Rb, Ba, Li, Pb, Th, Sn, Be) либо близок к среднему составу континентальной коры, либо несколько выше их средних концентраций. В то же время средние содержания в исследуемых гранитах бора и фтора резко понижены.

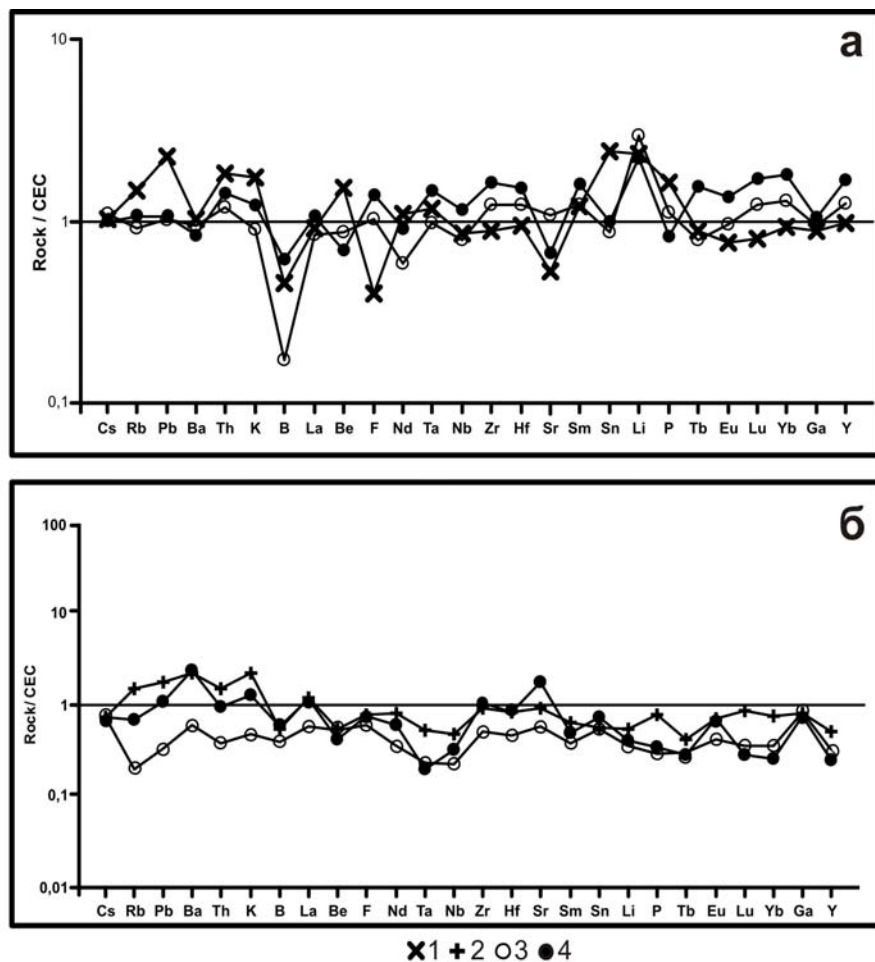


Рис. 2. Спайдердиаграмма распределения редких элементов в мигматитах, гранитах и гнейсах Прибайкалья.
 а) хр.Хамар-Дабан: граниты (1), плагиограниты, плагиомигматиты (3), гнейсы (4).
 б) о.Ольхон: граниты (2), плагиограниты, плагиомигматиты (3), гнейсы (4).

Исследуемые граниты шаранурского комплекса формировались при анатектическом плавлении древнего гнейсового субстрата Ольхонского региона, поэтому гранитоиды заметно обогащены К, Rb, Ba, Sr и Pb (рис. 2б). Известно, что коллизионные гранитоиды Высоких Гималаев характеризуются повышенными содержаниями К, Rb, Ba, Pb по отношению к составу континентальной коры, как и в изучаемых гранитоидах Прибайкалья. Спектры распределения элементов в плагиогранитах и мигматитах шаранурского комплекса о.Ольхон практически повторяют характер распределения элементов в гранитах, но на более низком уровне концентраций элементов. По этим закономерностям распределения редких элементов, можно сделать вывод о близком анатектическом происхождении гранитоидов обоих типов, но из разных по составу и геохимическим особенностям коровых субстратов [Антипин и др., 2012]. Аномальными геохимическими особенностями обладают выявленные впервые на Ольхоне жильные пегматоидные редкометалльные граниты, которые резко обогащены многими литофильными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, W, Ga, Y. Вероятно,

эти редкометальные граниты образовались из глубоко дифференцированного остаточного расплава.

По классификации Б. Чапелла и А. Уайта [Chappell, White, 1974], в геодинамической обстановке континентальной коллизии формируются граниты и мигматиты S-типа, в которых коэффициент $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) > 1.1$ (ASI). Гранитоды Солзанского массива и шаранурского комплекса Прибайкалья характеризуются параметром $ASI > 1.1$, и соответственно являются пералюминиевыми по составу, что определяет их сходство с гранитоидами современных (Высокие Гималаи) и древних (Центральная Испания) коллизионных геодинамических обстановок.

К-Na гранитоиды хр. Хамар-Дабан и о-ва Ольхон Прибайкалья имеют сходство геохимических особенностей и наиболее близки к среднему составу континентальной коры, что еще раз подтверждает существование Ольхон-Хамардабанского блока Прибайкалья как единого террейна. Они, вероятно, формировались при анатектическом плавлении древнего сланцево-гнейсового субстрата, заметно обогащены коровыми элементами и их определенные геохимические различия могут быть связаны с региональными вещественными особенностями корового субстрата. Данные предыдущих исследований указывают на существенное участие в образовании коллизионных гранитоидов корового материала, что также является критерием геодинамических условий их образования.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, грант №11-05-00515_a и Интеграционного проекта СО РАН № 17.

Литература

Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А., Куш Л.В. Состав и геохимическая типизация гранитоидов острова Ольхон (шаранурский комплекс) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445. № 2. С. 174-178.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93-108.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1996. №7. С. 637-649.

Макрыгина В.А., Сандмирова Г.П., Николаев В.М., Плюснин Г.С. Rb – Sr возраст метаморфических пород хамардабанского комплекса (юго-западное Прибайкалье) // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. 1987. С. 184-195.

Макрыгина В.А., Сандмиров И.В., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. 2010. № 10. С. 1040-1048.

Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука. 1964. 128 с.

Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.В. Новый тип меланжа // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30-45.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology, 1974. № 8. P. 173-174.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. // Journal of the Geological Society. London. 2008. V. 165. P. 235-246.

СИНХРОННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ В МЕЗОЗОЙСКИХ МНОГОФАЗНЫХ ИНТРУЗИЯХ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ (МОНГОЛИЯ, ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Антипин¹ В.С., Одгэрэл² Д.

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

e-mail: antipin@igc.irk.ru

²Институт геологии и минеральных ресурсов АНМ, г. Улан-Батор, Монголия,

e-mail d_odgerel@yahoo.com

На примере многофазного Соктуйского массива в Восточном Забайкалье ранее было показано проявление внутриплитной магматической активности с синхронным формированием редкометалльных гранитов и щелочных сиенитов, характеризующихся геохимическими различиями и разноглубинными источниками магматизма [Кузьмин, Антипин, 1965; Коваленко и др., 2000]. В Соктуйском гранитном массиве площадью около 300 км² щелочные кварцевые сиениты слагают тело (10 км²) в северной его части среди гранитов главной фазы, представленных средне- крупнозернистыми породами с олигоклазом (№15-17), К-На полевым шпатом и слюдой сидерофиллитового состава. Из аксессуарных минералов отмечаются флюорит, монацит, ильменит, апатит, циркон, магнетит, иногда турмалин. В сиенитах, переходящих в граносиениты, преобладает щелочной полевой шпат с подчиненным значением олигоклаза (№12-15), кварца и амфибола катафоритового состава. Редко встречаются биотит, магнетит, циркон и апатит. Возраст гранитов Соктуйского массива установлен как позднеюрский на основании датировок различными методами: калий-аргоновым 146±6, 142±6, 140±6 млн лет [Андреева и др., 1996], рубидий-стронциевым 146±4, 138±6 млн. лет [Сырицо, 1996]. Циркон в кварцевых сиенитах обладает всеми признаками магматического минерала и полученный по нему U-Pb возраст, равный 140.8±0,4 млн. лет, является достоверной оценкой времени образования щелочного сиенита интрузии [Коваленко и др., 2000]. Таким образом, наряду с геологическими данными была окончательно доказана синхронность формирования редкометалльных литий-фтористых и щелочных гранитоидов Соктуйского массива.

Позднее нами был исследован многофазный Хошутулинский массив, входящий в состав раннемезозойской Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии Центральной Монголии, в котором также установлено близкое по времени образование гранитоидов различной щелочности. В составе серии выделены ранние палингенные известково-щелочные граниты многофазного Хошутулинского массива (224±11 млн лет, Rb-Sr), которые через дайковый пояс гранит-порфиров, онгонитов и фельзитов объединяются с редкометалльными литий-фтористыми гранитами Абдарского массива (209-212 млн лет, Rb-Sr), завершающими эволюцию магматической серии [Антипин, Одгэрэл, 2007; Одгэрэл, Антипин, 2009]. Среди ее интрузивных и субвулканических образований наиболее крупным проявлением магматизма является Хошутулинский плутон с площадью выхода пород около 180 км². Порфировидные биотитовые граниты главной фазы сложены в нем плагиоклазом An₁₆₋₂₆, К-На полевым шпатом, кварцем, биотитом (сидерофиллит) и амфиболом (ферроэденит). Обычными аксессуарными минералами в них являются сфен, ортит, магнетит, циркон и апатит.

В северной эндоконтактной части Хошутулинского массива, тяготеющей к зоне глубинного разлома, закартированы отдельные тела щелочных амфиболовых сиенитов, суммарная площадь выходов которых составляет 0.5 км². В щелочных сиенитах вкрапленники образованы К-На полевым шпатом с высоким содержанием альбитового компонента (Орт₇₀Аб₃₀). Парагенезис минералов в них представлен также средним плагиоклазом An₂₈₋₃₅, щелочным амфиболом (рибекит), биотитом и редким кальцитом.

Таблица 1.

Средний химический состав известково-щелочных гранитов и щелочных сиенитов
Хошутулинского и Соктуйского многофазных массивов

Компоненты	Хошутулинский массив (Центральная Монголия)			Соктуйский массив (Восточное Забайкалье)		
	Граниты 1-й (главной) фазы	Граниты 2-й фазы	Щелочные сиениты	Граниты 1-й фазы	Граниты 2-й (главной) фазы	Щелочные сиениты
SiO ₂	69.88	73.88	62.58	72.94	73.80	64.87
TiO ₂	0.51	0.25	0.81	0.28	0.20	0.51
Al ₂ O ₃	14.38	13.61	16.67	13.38	13.35	16.93
Fe ₂ O ₃	1.02	0.55	2.62	0.67	0.66	1.87
FeO	2.48	1.21	2.63	1.27	1.12	1.82
MnO	0.07	0.05	0.08	0.05	0.04	0.09
MgO	0.79	0.47	1.10	0.14	0.18	0.33
CaO	1.75	1.02	1.64	1.36	0.92	1.20
Na ₂ O	4.14	3.68	6.10	4.02	3.81	5.19
K ₂ O	4.63	4.56	4.37	5.36	5.05	6.21
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.25	0.03	0.02	0.03
п.п.п.	0.40	0.43	0.79	0.88	0.64	0.68
Сумма	100.17	99.77	99.64	100.32	99.79	99.73
F	1265	1460	570	1380	2960	560
Li	43.8	58.6	87.3	31.2	69.5	11.9
Rb	149	276	89	245	342	142
Be	3.4	4.5	5.3	5.5	7.0	2.6
B	9.3	8.7	11.0	3.1	4.4	3.8
Ba	644	321	1418	860	480	187
Sr	193	100	254	160	15	35
Sn	4.3	7.4	4.3	4.2	6.2	2.6
Pb	20.3	23.6	18.8	31.0	31.9	23.5
Zn	89.2	33.7	96.0	62.2	60.9	85.1
W	0.9	0.8	1.2	1.3	1.4	0.5
Nb	9.7	12.0	13.9	10.0	24.0	29.0
Ta	0.8	1.1	0.9	1.3	3.4	1.9
Zr	208	109	352	124	195	600
Hf	8.1	4.3	8.4	3.7	7.6	2.0
La	59.9	36.8	50.1	110	135	125
Ce	133.2	87.1	103.6	290	280	265
K/Rb	260	138	409	219	148	437
Nb/Ta	12.1	10.9	15.4	7.7	7.0	15.3
La/Yb	23.4	20.7	15.7	25.0	27.6	30.5

Примечание. Оксиды приведены в мас.%, редкие элементы – в г/т.

Ассоциация второстепенных и аксессуарных минералов в щелочных сиенитах образована кварцем, апатитом, цирконом, ортитом, сфеном и магнетитом. Характер реакционных взаимоотношений минералов сиенитов и гранитов главной фазы массива, а также отсутствие между ними рвущих контактов свидетельствуют о вполне сближенном времени формирования резко различных по составу интрузивных пород.

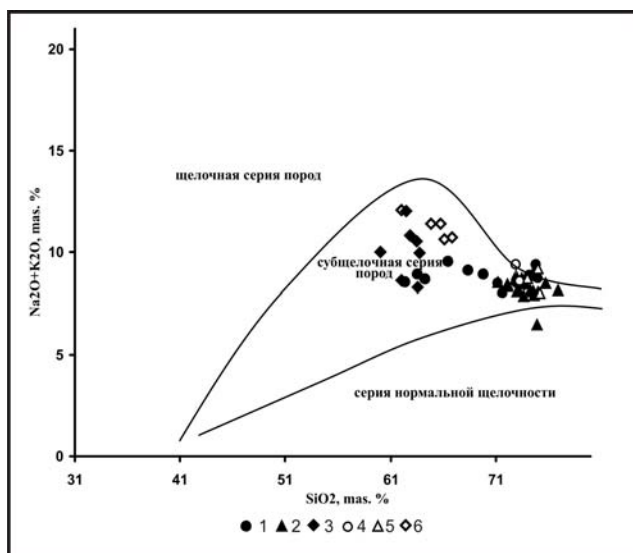


Рис. 1. Классификационная диаграмма (Na₂O+K₂O) – SiO₂ для гранитоидов Хошутулинского (Монголия) и Соктуйского (Восточное Забайкалье) массивов.

Хошутулинский массив: 1 – граниты 1-й фазы, 2 – граниты 2-й фазы, 3 – щелочные сиениты.

Соктуйский массив: 4 – граниты 1-й фазы, 5 – граниты 2-й фазы, 6 – щелочные сиениты.

Различия химизма гранитных фаз и щелочных сиенитов сравниваемых многофазных массивов хорошо видны из данных табл. 1 и на рис.1. На фоне вполне закономерной геохимической эволюции от ранних к поздним фазам исследуемых интрузий сиениты обладают своими особенностями редкоэлементного состава. Указанная эволюция характеризуется заметным обогащением гранитов поздних фаз обоих массивов рядом редких элементов (F, Li, Rb, Sn, Nb, Ta) и уменьшением величины K/Rb отношения, что свойственно процессам магматической дифференциации. При этом в наибольшей мере обогащены литофильными и высокозарядными элементами поздние граниты Соктуйского массива, относящиеся к литий-фтористому геохимическому типу, по сравнению с палингенными известково-щелочными гранитами Хошутулинского плутона. Ранее уже отмечалось [Коваленко и др., 2000], что в Соктуйском массиве щелочные кварцевые сиениты по сравнению с лейкогранитами главной фазы резко обеднены F, Li, Rb, Be, Ta и Sn, то есть элементами, которые накапливаются при дифференциации гранитных магм. В многофазном Хошутулинском массиве эта же закономерность поведения элементов в щелочных сиенитах проявлена лишь в отношении F, Rb, Sn. Здесь необходимо подчеркнуть, что имеются определенные петрогеохимические отличия разновозрастных кварцевых сиенитов Монголии и Забайкалья (табл. 1). При весьма близких содержаниях глинозема суммарная щелочность соктуйских сиенитов (K₂O>Na₂O) существенно выше, чем у хошутулинских сиенитов (Na₂O>K₂O). В то же время последние обогащены (Fe₂O₃+ FeO), MgO, Li, Sn, Hf и в наибольшей мере Ba и Sr. Большая щелочность сиенитов Соктуйского массива определяет также наибольшие концентрации в них Zr, легких редких земель и, соответственно, большую величину Zr/Hf и La/Yb отношений. Установленные различия в уровне содержаний и распределении элементов в щелочных сиенитах Хошутулинского и Соктуйского многофазных массивов, вероятно, являются их провинциальными геохимическими особенностями. Тем не менее, эти породы имеют близкие значения K/Rb и Nb/Ta отношений, свойственные образованиям данного вещественного типа, которые значительно выше относительно их величин в гранитных фазах исследуемых массивов.

Петрогенезис редкометалльных биотитовых лейкогранитов и щелочных сиенитов на основе изотопных данных в большей мере исследован на примере Соктуйского массива. Для лейкогранитов его главной фазы установлены значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71209$, а $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.01$. Для щелочных кварцевых сиенитов эти изотопные характеристики заметно отличаются: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70657$, а $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.81$. Эти результаты, а также близкий возраст различных геохимических типов гранитоидов указывают на их образование из разных источников, но в одно время – примерно 141 млн лет назад. Представленные здесь данные по изотопии Sr свидетельствуют о том, что для щелочных сиенитов Соктуя значение I_{Sr}^0 близко к мантийным величинам Центральной Азии, а для редкометалльных

лейкогранитов оно выше и соответствует коровым значениям. Ранее В.И. Коваленко с соавторами [1999; 2000] было показано, что внутриплитный магматизм в Восточном Забайкалье крайне редко включал синхронное формирование редкометалльных Li-F гранитов, источниками которых была каледонская континентальная кора, и щелочных кварцевых сиенитов, образовавшихся при плавлении мантии или базитовой коры.

Изученный другой пример близкого по времени образования известково-щелочного гранитного и щелочносиенитового магматизма в Монголии показал, что эти породы в Хошутулинском массиве имеют сходный изотопный состав: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045-0.70512$ для гранитов и $0.70447-0.70615$ для щелочных сиенитов [Антипин и др., 2009]. Довольно низкие значения приведенных первичных отношений стронция могут свидетельствовать о вероятном участии мантийного источника на раннем этапе становления Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайкиковой серии.

Литий-фтористые граниты Абдарского массива в составе данной серии, завершающие ее формирование, являются типично коровыми образованиями с высокими значениями первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Коваленко и др., 1999]. Вполне можно предположить, что под воздействием глубинного щелочного магматизма происходит плавление корового субстрата и формирование многофазных гранитных интрузий с синхронным образованием редкометалльных литий-фтористых гранитов.

Эта внутриплитная Восточно-Монгольско-Забайкальская область характеризовалась наиболее продуктивным в металлогеническом отношении гранитоидным магматизмом на протяжении раннего и позднего мезозоя.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-00515-а и Интеграционного проекта СО РАН № 17.

Литература

Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С. и др. Эволюция мезозойского магматизма и рудно-метасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т.38. №2. С. 115-130.

Антипин В.С., Одгэрэл Д. Щелочно-сиенит-гранитоидная с литий-фтористыми гранитами и онгонитами Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайкиковая серия Центральной Монголии // Материалы Всероссийского совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту». Иркутск. 2007. Т.1. С. 12-14.

Антипин В.С., Дриль С.И., Одгэрэл Д. Изотопно-геохимические особенности раннемезозойских известково-щелочных и щелочных гранитоидов Центральной Монголии (Абдар-Хошутулинская серия) // Материалы Всероссийского совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту». Иркутск. 2009. Т.1. С. 15-17.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитов // Петрология. 1999. Т.7. №4. С. 401-429.

Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. и др. Необычная ассоциация литий-фтористых и щелочных гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм // Доклады Академии наук. 2000. Т.372. №4. С. 536-540.

Кузьмин М.И., Антипин В.С. Поведение рубидия и лития при становлении Соктуйского гранитного массива (Восточное Забайкалье). В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. – М.: Наука. 1965. С. 97-126.

Одгэрэл Д., Антипин В.С. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайкиковая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии // «Геология, поиски и разведка рудных месторождений». Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2009. С. 56-65.

Сырицо Л.Ф. Мезозойские интрузивные серии Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. Автореф. дис. докт. геол.-минер. наук. СПб., 1996. – 48 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ШИЛЬДЫРХЕЙСКОГО И ХОШТОГОЛЬСКОГО РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, e-mail: brose@gin.bsnet.ru

Базитовый магматизм ордовикского этапа широко проявился в складчатых структурах Центральной Азии, при этом на одном и том же возрастном уровне и в одних и тех же районах фиксируются ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации разного формационного типа [Изох и др., 1998]. По периферии кембро-ордовикского аккреционно-коллизийного ансамбля распространены расслоенные низкотитанистые и низкощелочные ультрабазит-базитовые интрузии, которые по вещественным особенностям можно рассматривать как проявления надсубдукционного мантийного магматизма, сходного по своим геохимическим характеристикам с островодужными высокоглиноземистыми перидотит-троктолит-габбровыми ассоциациями.

Их отнесение к коллизийному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований [Изох и др., 1998]. К этому типу относятся массивы: Запесвалихинский 487 ± 25 млн лет ($\epsilon Nd = +4.0 \pm 0.3$; СКВО = 1.2); Шильдырхейский 496 ± 28 млн лет ($\epsilon Nd = +2.0 \pm 0.2$; СКВО = 2.3); Тебинский (490 млн лет) [Изох и др., 1995], Мажалыкский (Ar-Ar датировка 484 ± 2 млн лет).

Шильдырхейский и Хоштогольский габброидные массивы расположены на восточных отрогах хр. Хамар-Дабан, по левобережью р. Удунга (притока р. Темник). Они приурочены к зоне разрывных нарушений субмеридионального направления (глубинный Боргой-Большереченский разлом, заложеной на границе байкальской архейской глыбы со складчатым обрамлением).

Вмещающими их породами являются доломитовые и известковистые мрамора, песчанистые доломиты, а также ортофиры и их туфы. Массивы прорываются сиенито-диоритами, образующими жильные тела субмеридионального направления (мощностью 0.5-2 м), и гранитами, образующими дайки и тела неправильной и линзообразной формы.

Шильдырхейский массив габброидов расположен в нижнем течении одноименной реки и образует тело округлой в плане формы, восточная часть которого отсечена от карбонатных пород прямолинейной зоной разрывного нарушения. Интрузия площадью около 20 кв. км занимает центральную часть мульдообразной синклинали, непосредственно контактируя с юга, запада и севера с карбонатными образованиями. По отношению к складчатой структуре ее можно рассматривать как полусогласное тело.

В Шильдырхейском массиве широко развиты полосчатые, атакситовые, трахитоидные текстуры габброидов, по которым устанавливается его кольцевое внутреннее строение. Все элементы стратификации имеют довольно крутое ($60-85^\circ$) падение к центру. Фациальные разновидности габброидов, располагаясь сравнительно узкими полосами, также подчеркивают указанную структуру массива.

В геологическом строении массива преобладают лейкократовые и мезократовые габбро и оливинсодержащие габбро. Они распространены на площади 15 кв. км. Для них характерно широкое проявление первично-магматических ориентированных текстур. Большой частью они представлены трахитоидностью, выраженной в ориентировке удлиненно-таблитчатых кристаллов плагиоклаза и характерной для мезократовых и меланократовых разновидностей основных пород.

Полосчатые и атакситовые структуры развиты в лейкократовых габбро и чаще отмечаются в приконтактной полосе мощностью до 1 км в южной половине массива. Они проявляются в послойном чередовании темных и светлых линз и полос, сложенных в первом случае преимущественно пироксеном, во втором – плагиоклазом.

Оливиновые габбро и троктолиты отличаются визуально от габбро лишь коричневатым оттенком. В пределах массива они развиты значительно меньше и занимают общую площадь около 1.5-2.0 кв. км. Указанные породы слагают вытянутые, часто изогнутые согласно общей

структуре массива формы. Между нормальными габбро и оливиновыми существуют постепенные переходы.

Анортозиты слагают узкие полосы, подчиненные общей структуре массива, тяготеющие ближе к центральным его частям. Для них характерны массивная и трахитоидная текстуры. С вмещающими нормальными габбро имеют постепенные переходы.

Крупнозернистые и пегматоидные лейкократовые габбро развиты в виде прерывистых нешироких, до 200 м, полос вдоль контакта интрузии с карбонатными породами. На удалении от контакта они постепенно переходят в нормальные габбро.

Плагиоперидотиты развиты минимально среди габброидов Шильдырхейского интрузива. Как правило, они окружены троктолитами и оливиновыми габбро, с которыми имеют постепенные переходы. Мощность полос ультраосновных пород от нескольких метров до 20-30 м.

Хоштогольский массив габброидов расположен в бассейне р. Хоштогол и имеет форму близкую к изометричной, площадью 18 кв. км. Западный край массива имеет прямолинейную форму, интенсивно катаклазирован и примыкает к Удунгинской зоне разломов. Породы представлены аналогичными Шильдырхейскому массиву средне- и крупнозернистыми лейкократовыми и мезократовыми габбро, оливиновыми габбро лейкократового и мезократового облика, а также оливиновыми габброноритами. Все они в той или иной мере амфиболлизированы. На южной и восточной окраине массива наблюдаются небольшие оторочки мелкозернистых габбро. На участках, примыкающих к зоне разлома, габброиды интенсивно катаклазированы, карбонатизированы. Массив прорывает флишоидные образования.

Слабая обнаженность пород массива не позволила набрать достаточного количества замеров элементов залегания полосчатости для уверенной расшифровки его внутренней структуры. Но и имеющиеся замеры позволяют сделать вывод о полуконцентрическом ее залегании с падением к центру массива под углами 50-80°, т.е. такие же, как и в Шильдырхейском массиве.

Средне- и крупнозернистые габбро преобладают в составе пород массива. Они характеризуются темно-серой, темно-зеленой окраской, массивной, реже полосчатой текстурой. Оливиновые габбро также широко развиты в составе массива. Они ассоциируют с оливиновыми габброноритами, которые развиты незначительно и расположены в восточной части массива, слагая узкие полосы. Анортозиты представляют собой серые массивные породы гипидиоморфной структуры. Все разновидности пород массива имеют постепенные переходы между собой, образуя в плане вытянутые тела.

Анализ имеющихся выборок для Шильдырхейского массива позволяет выявить ультрамафитовую, субультрамафитовую и мафитовую группы пород, а для Хоштогольского массива – субультрамафитовую и мафитовую. Ультрамафитовая группа пород объединяет плагиодуниты и плагиоперидотиты (плагиоверлиты). В субультрамафитовую входят мелановые разновидности троктолитов и оливиновых габбро. Анортозиты, габбро, габбронориты и троктолиты отнесены к мафитовой группе.

Особенности состава пород, а также широкие вариации содержания глинозема, кальция и магния в породах расслоенной серии обусловлены фракционированием оливина, клинопироксена и плагиоклаза при кристаллизации высокоглиноземистого базальта в магматической камере. Характерной особенностью состава пород расслоенной серии массива являются небольшие изменения содержания кремнезема и слабовыраженные явления скрытой расслоенности, которое объясняется, вероятно, низкой концентрацией SiO₂ в исходном расплаве.

Для расслоенной серии устанавливается основной тренд дифференциации, практически совпадающей с линией фракционирования плагиоклаза и оливина, причем наклон линий обусловлен составами кумулюсных минералов. Отклонение от линии фракционирования оливин–плагиоклаз наблюдается только в некоторых габбро. В этом случае изменчивость состава пород хорошо согласуется с фракционированием более кислого плагиоклаза и клинопироксена.

Близкие содержания элементов-примесей в массивах свидетельствуют о том, что расслоенные габброиды образовались в результате фракционирования базальтового расплава. Обращает на себя внимание одинаковое распределение РЗЭ: слабая обогащенность легкими РЗЭ, сильная положительная Eu-аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза,

плоское, или слабо обедненное содержание тяжелых РЗЭ по отношению к хондриту $C1 (Ce/Yb)_N$ отношение 1-3. Нормированное содержание РЗЭ при значительных вариациях не превышает 10 хондритовых значений.

По химическому составу породы массивов образуют ряд, отвечающий натровым высокомагнезиальным и высокоглиноземистым базитам крайне низкотитанистого, низкощелочного и низкофосфорного уклонов. Породы недосыщены кремнеземом, характеризуются низкой железистостью. Петрохимический тренд для всех пород однотипен и сводится к постепенному накоплению в них SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей в процессе формирования дифференциатов и уменьшению фемических компонентов (MgO , FeO , Fe_2O_3).

Единый петрохимический тренд, близость химического состава минералов и согласованность их вариаций свидетельствуют о генетической общности пород обоих плутонов. Вместе с тем, сравнивая породы массивов, видно, что основная часть пород Шильдырхейского массива в основном весьма низкощелочная, в меньшей мере умеренно низкощелочная, тогда, как породы Хоштогольского массива – умеренно низко-щелочные и умеренно щелочные. Это объясняется повышенным содержанием калия в породах Хоштогольского массива по сравнению с Шильдырхейским массивом. Вероятнее всего, увеличение калия по отношению к натрию происходило за счет того, что натрий извлекался из расплава флюидами [Маракушев, 1988]. Можно предположить, что породы Хоштогольского массива являются наиболее поздними дифференциатами некогда единого массива. Об этом свидетельствует наличие в Хоштогольском массиве оливиновых габброноритов, которые выделяются последними при формировании базит-гипербазитовых плутонов [Балыкин и др., 1986]. Содержание РЗЭ также говорит об этом, так как для пород нижней расслоенной серии характерно более низкое содержание РЗЭ относительно габброноритов из верхних частей разрезов [Изох и др., 1998].

Численное моделирование процесса кристаллизации рассчитанных вариантов исходных расплавов было проведено с применением программного комплекса «Comagmat-3.3». Судя по результатам модельных расчетов, исходные расплавы для верлит-пироксенит-троктолит-габбрового Шильдырхейского массива отвечали составу высокоглиноземистых пикробазальтов, кристаллизовавшихся в интервале давлений 6-3 кбар, температур – 1530-1120 °С и вариациях активности кислорода в пределах, задаваемых буферами от вюстит-магнетитового (WM) до кварц-фаялит-магнетитового (QFM).

В целом породам низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций обоих массивов свойственны относительно низкие содержания редких и редкоземельных элементов, что согласуется с повышенной их магнезиальностью и низкой щелочностью. Судя по этим характеристикам, данные ассоциации формировались при высокой степени плавления деплетированных мантийных субстратов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта ОНЗ РАН 2.1.

Литература

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. – Новосибирск: Наука, 1986. – 206 с.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Токарев В.Н. Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация. – Новокузнецк, 1995, С. 200-202.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. №11. С. 1565-1577.

Маракушев А.А. Петрогенезис. – М.: Недра, 1988. – 293с.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КВАРЦ-ТУРМАЛИНОВЫХ ШЛИРОВ В ГРАНИТАХ ПРИМОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Базарова Е.П., Савельева В.Б.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: bazarova@crust.irk.ru

В настоящее время доказано, что бор, наряду с другими летучими компонентами, играет важную роль в процессах гранитообразования [Перетяжко, 2000 и др.] Главным минералом-концентратором бора в гранитах и гранитных пегматитах является турмалин, его присутствие в этих породах является показателем повышенной концентрации В в кислом расплаве. Однако турмалин, в общем случае, характерен только для пересыщенных глиноземом гранитов и обычно отсутствует в умеренно- и низкоглиноземистых гранитах, к каковым относятся, в частности, граниты рапакиви. Для последних важнейшей особенностью является обогащенность F, что находит отражение в генетической связи с рапакиви-гранитными комплексами топазовых грейзенов, малых интрузий литий-фтористых гранитов или даек онгонитов. Турмалин в породах рапакиви-гранитных комплексов отмечается редко, хотя, как показано Л.В.Таусоном с коллегами [Таусон и др., 1982], гранитам рапакиви и рапакивиподобным нередко присущи вышекларковые содержания бора.

В гранитах турмалин может встречаться в виде прожилков, зерен, жил, а также овальных обособлений, которые носят разные названия – шлиры, орбикулы, нодулы и пятна. Обособления кварц-турмалинового состава описываются в гранитах и осадочных породах Южной Африки, в гранитах, ассоциирующих с Sn-W минерализацией на юге Англии, в гранитах и аплитах Германии и Италии, в лейкогранитах Чехословакии, ассоциирующих с пегматитами и грейзенами, в порфириновых биотитовых гранитах с Sn минерализацией в Малайзии и в Тасмании, а также в лейкогранитах батолита Сигул в Канаде. Шлиры являются индикаторами потенциального Sn оруденения, особенно если в их составе наблюдаются аномальные концентрации олова.

Нами кварц-турмалиновые обособления (шлиры) изучены в породах Трехголового массива, входящего в состав раннепротерозойского приморского комплекса рапакивиподобных гранитов. Постколлизийный приморский комплекс гранитов рапакиви входит в состав Южно-Сибирского магматического пояса и слагает хребет Приморский и южную часть Байкальского хребта в Иркутской области. Граниты прорывают породы сарминской серии раннего протерозоя и приурочены к границе Сибирского кратона и раннепалеозойского складчатого обрамления.

В составе приморского комплекса выделяются две интрузивные фазы, первая из которых представлена порфириновидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами (рапакиви), крупнозернистыми и среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкократовыми гранитами с гранофировой структурой основной массы, а вторая – средне-мелкозернистыми биотитовыми гранитами, гранит-порфирами и аплитами. Породы комплекса представлены высококалиевыми ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,4-0,8$) и высокожелезистыми ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})>0,8$) преимущественно биотитовыми, менее распространенными биотит-амфиболовыми гранитоидами известково-щелочной серии. Граниты относятся к восстановленному типу и характеризуются отсутствием магнетита в породах главной фазы при устойчивости ильменита. Для наименее дифференцированных разновидностей (наиболее основных) комплекса характерны высокие содержания F, Ba, Pb, Zr, PЗЭ, Th, Zn, Cu, Sc, Sn и Be. Содержание В в отдельных разновидностях гранитов приморского комплекса по [Таусон и др., 1982] составляет, в среднем, от 22 до 35 г/т.

Трехголовый массив сложен преимущественно равномернозернистыми, реже слабо порфириновидными биотитовыми лейкократовыми гранитами, в центральной части среднезернистыми до крупнозернистыми, а в краевой и апикальной частях мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами с вкрапленниками кварца. Граниты интродуцируют породы иликтинской свиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. По сравнению

с гранитами других массивов граниты Трехголового массива отличаются наиболее высокими кремнекислотностью, железистостью, высоким коэффициентом апаитности ($K_{ап} = 0.87$ и 0.89 для гранитов первой и второй фазы, соответственно) и содержаниями Rb (до 650 г/т), F (до 0,66%), Li (до 80 г/т), Sn (до 20 г/т), Cs (до 27 г/т), Th (до 110 г/т), Nb (до 35 г/т), Y (до 100 г/т). Для гранитов характерны очень низкие содержания Sr, Ba, пониженные Zr, наличие на спектрах РЗЭ глубокого Eu- минимума, что позволяет рассматривать их как продукты кристаллизации глубоко дифференцированного расплава. Геохимическими особенностями гранитов являются повышенные, относительно кларков для малокальциевых гранитов, содержания Sn, As, Ga, Pb, Th, U, Ni и Cu при пониженном Zn (табл. 1). С альбитизированными и грейзенизированными гранитами второй фазы связаны проявления редкометалльной (Sn, Nb, Y, Bi) минерализации.

Обособления кварц-турмалинового состава распространены в гранитах в верховьях р. Ср. Иликты. Величина шпиров достигает 10-12 см в длину и 5-8 см в поперечнике. Шпиры иногда окружены ореолом осветленной породы мощностью до 2 см. Центральная часть шпиров сложена кварцем и турмалином, иногда с флюоритом, тогда, как в краевой части, присутствуют альбит и реликты калиевого полевого шпата, замещаемого турмалином.

Исследование шпиров выполнено на сканирующем электронном микроскопе в ГИН СО РАН (аналитик С.В.Канакин). Турмалин представлен железистой разновидностью с отношением Fe/(Fe+Mg) за редкими исключениями 0.95-1.0, содержанием CaO <0.3% и TiO₂ до 0.78%. Отмечается присутствие F в количестве 1.2-1.6%. Зональность выражена слабо и проявлена в росте от центра зерен к краям содержаний Na и Fe и снижении Al.

В виде редких зерен среди турмалина в кварц-турмалиновых шпирях отмечаются железистый мусковит (FeO=3.9-7.6%), а в виде включений в турмалине хлоритизированный биотит. Кроме перечисленных выше минералов, в шпирях обнаружены циркон, лимонит, ильменит, рутил, плагиоклаз, сидерит, бастнезит, монацит и ксенотим.

Флюорит встречается в виде ксеноморфных зерен среди кварца, развивается, подобно турмалину, по полевому шпату, образует включения и выполняет трещинки в турмалине. Ильменит и рутил в виде отдельных зерен и сростков друг с другом образуют включения в полевоом шпате и кварце. В шпирях наблюдалось замещение Nb- и Sn-содержащего рутила (Nb₂O₅=5.4%, SnO₂=0.75%) ильменитом (MnO=0.84%, V₂O₃=0.68%). Во вмещающих гранитах в осветленной зоне на контакте со шпиром отмечены обратные взаимоотношения рутила и ильменита: здесь зерно ильменита замещается по краю рутилом. Лимонит и сидерит образуют вроски в зернах кварца.

Наиболее распространенными акцессорными минералами в составе шпиров являются циркон, фосфаты и фтор-карбонаты РЗЭ – монацит-(Ce), бастнезит-(Ce) и ксенотим-(Y).

Циркон встречается в виде включений в кварце и турмалине и характеризуется отношением ZrO₂/HfO₂=32-39. Нередко зерна циркона как в шпирях, так и в гранитах на контакте со шпирями имеют корродированную («изъеденную») форму, имеют низкие суммы оксидов в анализах; для этих зерен характерно также присутствие в анализах F. Проявленное также замещение циркона по краям ксенотимом указывает на неустойчивость циркона в водном богатом F и фосфором флюиде. Монацит-(Ce) встречается в кварц-турмалиновых шпирях в виде мелких включений в кварце вместе с цирконом. Бастнезит-(Ce) в основном находится в ассоциации с флюоритом, образуя в последнем мелкие включения; в свою очередь флюорит с бастнезитом могут образовывать включения в турмалине. Наблюдаются также мелкие включения бастнезита в кварце. Бастнезит содержит примеси Y₂O₃ до 2.7% и ThO₂ до 5.6%. Ксенотим-(Y) обнаружен в виде секущих прожилков в турмалине и каемок вокруг зерен циркона, т.е. является наиболее поздним редкоземельным минералом.

Граниты, содержащие мелкие обособления кварц-турмалинового состава, содержат повышенные количества Fe₂O₃ и MgO и пониженные оксидов щелочей, кальция и фосфора. Собственно кварц-турмалиновые шпиры по сравнению с вмещающими гранитами характеризуются высокими суммарными содержаниями оксидов железа при значительном преобладании окисного железа над закисным (табл.), низким содержанием оксидов щелочей

Химический состав гранитов и кварц-турмалиновых шлиров

Компоненты	1(12)	2 (2)	3 (3)	4 (5)	5 (4)
SiO ₂	78.42	78.49	75.95	77.18	76.70
TiO ₂	0.12	0.12	0.13	0.15	0.13
Al ₂ O ₃	10.65	10.38	10.91	11.15	11.31
Fe ₂ O ₃	0.19	2.49	5.38	0.29	2.25
FeO	1.60	1.67	2.04	1.68	1.42
MnO	<0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
MgO	0.12	0.16	0.23	0.10	0.14
CaO	0.39	0.22	0.25	0.39	0.19
Na ₂ O	2.59	1.81	0.79	2.77	2.18
K ₂ O	5.09	3.33	0.88	5.35	3.75
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02
H ₂ O [*]	0.09	0.06	0.05	0.10	0.08
П.п.п.	0.57	0.36	0.38	0.57	0.39
B ₂ O ₃	-	1.21	2.63	-	1.06
F	0.20	0.19	0.47	0.18	0.23
-O ₂ (F)	0.08	0.08	0.20	0.08	0.10
Сумма		100.44	99.92	99.87	99.76
A/CNK	1.02	1.49	4.50	1.01	1.60
K _{arr}	0.92	0.63	0.20	0.93	0.68
K ₂ O/Na ₂ O	2.0	1.8	1.1	1.9	1.7
f	94	96	97	95	96
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.12	1.5	2.6	0.17	1.6
Li	50	13	20	50	19
Rb	506	217	88	462	310
Cs	13	He об.	He об.	11	He об.
Sr	9	7.8	5.9	17	7.7
Ba	64	67	17	140	72
La	68	38	36	86	56
Ce	125	65	69	156	129
Nd	38	19	17	45	24
Y	43	26	30	37	31
Zr	136	130	120	154	160
Nb	22	13	7	20	14
Th	69	45	57	61	62
U	15	5	6	9	8
Mo	<3-5	≤3	10	<3	≤3
Ga	26	31	49	26	33
As	11	7	31	19	81
Sn	13	9	24	11	10
Pb	30	15	15	38	16
Zn	19	46	95	20	42
Be	1.1	2.1	3.7	1.2	8
Co	2.3	3.2	5.7	<2	3.6
Ni	9.3	17	15	9	11
Sc	3.4	6	12	3	5.3
V	3.5	4	4	4.4	5
Cu	15	24	29	14	22
Cl	107	110	130	124	138

1 – граниты среднезернистые и средне-крупнозернистые без турмалина, 2 – турмалинсодержащие граниты, 3 – кварц-турмалиновые шлиры, 4 – мелкозернистые граниты без турмалина, 5 – турмалинсодержащие мелкозернистые граниты. В скобках – число проб. Анализы выполнены в ИЗК СО РАН: Li, Rb, Cs – фотометрия пламени, Be – спектральный, остальные – рентгенофлуоресцентный. F = 100(Fe₂O₃+FeO)/(Fe₂O₃+FeO+MgO).

при практически неизменном, по сравнению с гранитами, содержании Al_2O_3 , и пониженным отношением K_2O/Na_2O . Для турмалинизированных гранитов и турмалиновых шлиров характерны также пониженные, по сравнению с гранитами, содержания Li , Rb , Cs , Sr , Ba , Pb , легких и средних РЗЭ, Nb , Y , Ta и U , но повышенные – Zn , Cu , As , Sn , Ga , Co , Ni , Sc , Mo и Be . По данным высокотемпературной газовой хроматографии в кварц-турмалиновых шлирах суммарное содержание флюидных компонентов (H_2O , CO_2 , CO и H_2) возрастает в среднем в 1.5 раза. Содержание B_2O_3 в кварц-турмалиновых шлирах составляет 2.39-2.97%, F – 0.30-0.74%.

На сегодняшний момент в литературе существует две точки зрения на механизм формирования кварц-турмалиновых шлиров. Шлиры рассматриваются, как результат постмагматического замещения, связанного с гидротермальным изменением закристаллизовавшихся гранитов, или же, как результат проявления жидкостной несмесимости в остаточных расплавах, обогащенных летучими компонентами [Trumbull et al., 2008]. Форма кварц-турмалиновых обособлений в Трехголовом массиве, их беспорядочное распределение в гранитах, приуроченность к апикальной части относительно малоглубинного массива, отсутствие связи с зонами катаклаза позволяют предполагать, что образование шлиров происходило по второму варианту. Умеренная глиноземистость расплава благоприятствовала накоплению бора вместе с другими летучими компонентами и щелочами в остаточном глубоко дифференцированном расплаве, из которого кристаллизовались граниты Трехголового массива. Это могло привести к обособлению среди алюмосиликатного расплава капель расплава, обогащенного водой, B , F , Na и Fe , обладавшего пониженной вязкостью и в силу этого способного просачиваться в апикальную часть массива сквозь частично закристаллизовавшийся алюмосиликатный расплав, что находит подтверждение в экспериментальных работах [Veksler, Thomas, 2002]. Присутствие в составе шлиров минералов, богатых водой, бором, фтором, фторкарбонатов и фосфатов показывают, что помимо воды, бора и фтора, в каплях обособившегося расплава накапливались и другие летучие компоненты, в частности, углекислота и фосфор. В апикальной части массива, по-видимому, происходило слипание капель и образование турмалина за счет ранее закристаллизовавшихся полевых шпатов. При этом геохимические особенности кварц-турмалиновых шлиров указывают на преимущественное концентрирование каплями богатого бором расплава по сравнению с алюмосиликатным расплавом халькофильных и сидерофильных элементов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 10-05-00289-а.

Литература

Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Смирнов С.З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях // Петрология. 2008. Т. 8. № 3. С. 241-266.

Таусон Л.В., Петрова З.И., Собаченко В.Н., Левицкий В.И., Левковский Р.З., Дагелайская И.Н., Рехвиашвили О.И. Геохимический тип гранитов рапакиви // Доклады АН СССР. 1982. Т. 265. № 3. С. 721-726.

Trumbull R.B., Krienitz M.-S., Gottesmann B, Wiedenbeck M. Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155. P.1-18.

Veksler I.V., Thomas R. An experimental study of B-, P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 Gpa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 673-683.

ВЛИЯНИЕ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА НА ИНТЕНСИВНОСТЬ РУДОГЕНЕЗА И РАЗВИТИЕ БИОСФЕРЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ МЕЖДУ МАНТИЙНЫМИ И КОРОВЫМИ СИСТЕМАМИ ЛИТОСФЕРЫ

Балашов Ю.А.

*Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты,
e-mail: balashov@geoksc.apatity.ru*

Проблема сопоставления распределения кислорода в породах и минералах коры и мантийной части литосферы возникла совсем недавно с появлением результатов измерения в составе редкоземельных элементов вариаций отношения четырех- и трехвалентного церия (Ce^{+4}/Ce^{+3}) в цирконах как геохимического буфера («CeB») [Балашов, Скублов, 2011; Balashov, Martynov, 2012] для коры и мантии. Однако, у петрологического буфера FMQ для мантийных пород [Ballhaus, 1993; Balashov, Martynov, 2012] максимальное значение $\Delta \log fO_2$ достигает + 4 или ~ 34 по буферу CeB [Balashov, Martynov, 2012], что существенно меньше, чем обнаруженные изменения в ряде цирконов из докембрийских и фанерозойских пород (табл. 1).

Таблица 1

Корреляция параметров геохимического (CeB) и петрологического (FMQ) буферов для летучести кислорода ($\Delta \log fO_2$) в мантийных и измененных вторичными процессами цирконах литосферы.

Ce^{+4}/Ce^{+3}	Lg: ($Ce^{+4}/^{+3}$)	Lg: (FMQ)	Регион, порода/циркон	№ пробы
506*		>> мант.	Норвегия, сиенитовый пегматит	Zc-8-9
185*		>> мант.	Норвегия, Не-сиенитовый пегматит	Zc-7-6
50*		>> мант.	Норвегия, Не-сиенитовый пегматит	Zc-7-4
34.1*	1.52	+4	Китай, перидотит ксен.	Y974-25
16.1	1.2	+3	Якутия, хромитов. ксен.	Onekh-2B
9.9*	1.0	+2	Австралия, лампроит	Arg-2
5.71*	0.78	+1	Якутия, кимберлит	An 152-A
3.9*	0.6	0.0	Украина, долерит	023/86-26
2.47*	0.4	-1	Якутия, тр. Мир, кимберлит	Mir-core-1
1.83***	0.27	-2	Ю.Афр., Ноенипут, кимберлит	M32-3
1.1	0.0	-3	Ю.Африка, Монастери, кимберлит	MZ-05-1
0.49	-0.75	-4	Ю.Африка, Лемфане, кимберлит	M27-3
0.14	-1.25	-5	Ю.Африка, Као 1, кимберлит	M42(2)2
0.01	-1.95	-6	Ю.Африка, Дайка 170, кимберлит	M28(8)1

*измененные наложенными вторичными процессами цирконы мантии и коры.

*** пограничная зона между верхней и нижней частями мантийной литосферы в районах кимберлитового и лампроитового магматизма [Belousova et al., 2002; Belousova et al., 2006; Balashov, Martynov, 2012].

Как видно из табл.1, между нижней и верхней частями мантийной литосферы существует отчетливое различие по летучести кислорода, измеренное по геохимическому (Ce^{+4}/Ce^{+3}) = «CeB» и петрологическому (FMQ) буферам: преобладание восстановительных режимов генерации цирконов и пород в нижних частях разреза и окисленных в верхних [Ballhaus, 1993; Balashov, Martynov, 2012]

На рис. 1 суммирована информация по цирконам во всем интервале от хадея до фанерозоя для выявления зависимости летучести кислорода в геологическом времени.

Прежде всего, следует обратить внимание на факт почти полного совпадения диапазона вариаций отношения Ce^{+4}/Ce^{+3} в цирконах верхней части мантийной литосферы и цирконов из разнообразных типов пород коры (интервал от 34 до 2), включающих хадейские и

архейские детритовые цирконы Австралии [Belousova et al., 2002; Belousova et al., 2006], архейские тоналитовые и гранодиоритовые гнейсы Гренландии [Whitehouse, Kamber, 2002],

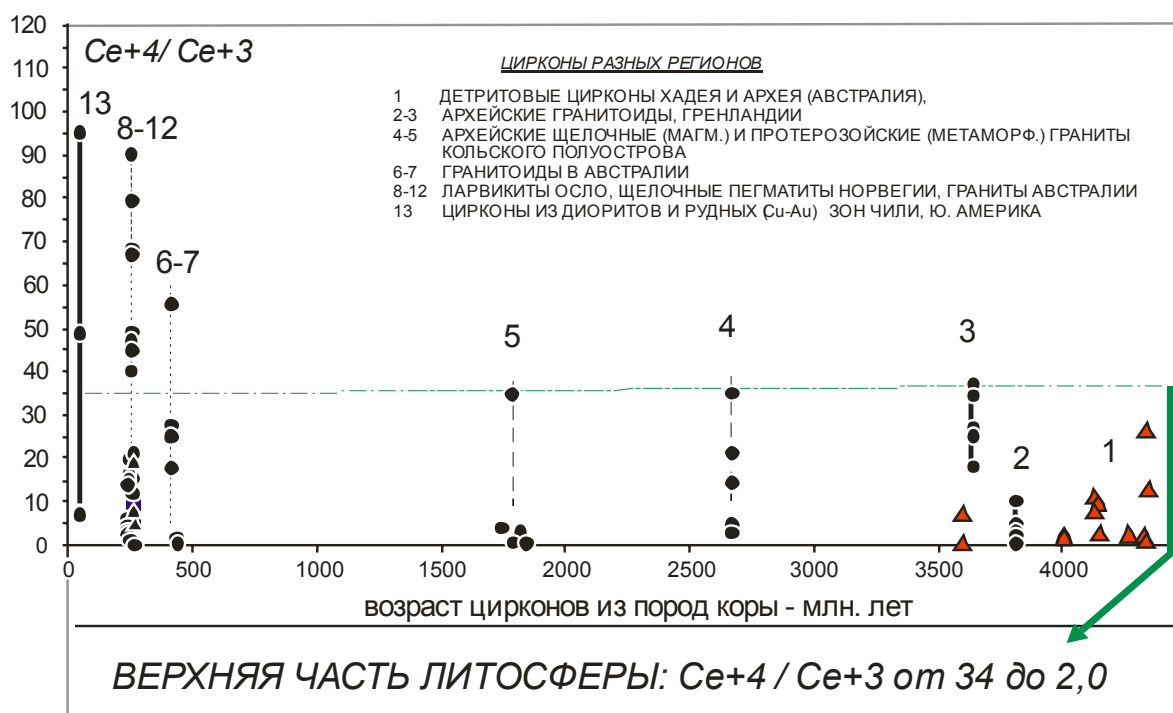


Рис. 1. Отношения Ce^{+4}/Ce^{+3} в цирконах из мантийной литосферы и коры

архейские щелочные граниты Кольского полуострова и их протерозойские метаморфические разновидности [Балашов, Скублов, 2011] и часть гранитоидов фанерозоя Австралии и Чили [Hoskin et al., 2000; Ballard et al., 2002; Belousova et al., 2002; Belousova et al., 2006; Balashov, Martynov, 2012]. Более того, новейшие данные по цирконам докембрия для ряда дунитов Урала относятся к уникально окисленным по уровню отношения Ce^{+4}/Ce^{+3} среди цирконов из мантийных пород литосферы. Таким образом, наблюдается аналогия в интенсивности окисленности цирконов на всем интервале времени геологического развития коры и мантии. Столь резкое увеличение отношения Ce^{+4}/Ce^{+3} регистрируется в гранитоидах Чили из зон вторичного их преобразования, сопровождавшегося появлением Cu-Au оруденения [Ballard et al., 2002]. Вместе с тем, ограниченность представленного корового материала не исключает вероятности для более глубокого развернутого анализа в будущем. Во всяком случае, следует обратить особое внимание на признаки окислительной среды в глубоком хадее и архее, что имеет прямое отношение к выяснению условий зарождения жизни на Земле, поскольку повышенная летучесть кислорода в детритовых цирконах отражает с большой вероятностью существование кислорода в гидросфере и атмосфере. Здесь уместно напомнить, что изотопный состав кислорода в хадейских и архейских детритовых цирконах варьирует от 15‰ до 5.4‰ $\delta^{18}O$ [Mojzsis et al., 2001; Peck et al., 2001], что указывает на взаимодействие цирконов с водой (гидротермальные процессы?). Знание режимов летучести кислорода, таким образом, приобретает важнейшее значение в связи с необходимостью расшифровки истории биогенной активизации на Земле. В последние годы это нашло отражение в двух схемах циклически-стадийной эволюции биосферы [Добрецов, 2005; Добрецов и др., 2007; Sorokhtin et al., 2010]. Обе схемы условные, они отражают представления авторов о возможной эволюции «кислородной атмосферы», но не подтверждаются геохронологическими данными, использование которых позволяют описать реальную картину кислородной летучести в хадее (рис. 1). Кроме того, для цирконов верхней части мантийной литосферы отмечается отчетливое формирование в окисленной обстановке. В перидотитах и их породообразующих минералах выявлена повышенная концентрация H_2O и OH^- , которая сохраняется до глубин 150-160 км при FMQ от -1.4 до -0.1 [Бабушкина и др.,

2009], что сопоставимо с уровнем Ce^{+4}/Ce^{+3} от 1.9 до 3.7. Громадный запас воды в верхних частях литосферы – источник выноса воды при наращивании массы океанов в геологическом времени – одновременно является условием для процессов окисления самих пород верхней части литосферы при повышенных значениях P-T параметров в литосфере. К этому следует добавить, что в современном элементном составе «солнечного ветра» [Canuto et al., 1983; Anders, Grevesse, 1989] постоянно присутствует большая концентрация кислорода.

Литература

Бабушкина М.С., Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Пономарева Н.И. Вода в структуре минералов мантийных перидотитов: связь с термальными и окислительно-восстановительными условиями в верхней мантии // Записки Российского Минералогического Общества. 2009. Ч. СXXXVIII, №1. С. 3-19.

Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622-633.

Добрецов Н.Л. О ранних стадиях зарождения и эволюции жизни // Информационный Вестник ВОГиС. 2005. Т. 9, № 1. С. 43-54.

Добрецов Н.Л., Колчанов Н.А., Суслов В.В. Ранние этапы эволюции геосферы и биосферы // Материалы совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». 2007. Т. 1. С. 225-226.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.

Balashov Yu.A., Martynov E.V. Correlation of oxygen fugacity in the mantle lithosphere between Ce^{+4}/Ce^{+3} relation of zircons and petrological buffer FMQ // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15. № 2. С. 311-329.

Ballard J.R., Palin J.M., Campbell I.H. Relative oxidation state of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 144. P. 347-364.

Ballhaus C. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 331-348.

Belousova E.A., Griffin W.L. and O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from Eastern Australian granitoids // J. Petrology. 2006. V. 47, № 2. P. 329-353.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602-622.

Canuto V.M., Levine J.S., Augustsson T.R., Imhoff C.L., Giampapa M.S. The young Sun and the atmosphere and photochemistry of the early Earth // Nature. 1983. V. 305. P. 281-286.

Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in Granitoid Magmas: an Integrated Approach // J. Petrology. 2000. V. 41. № 9. P. 1365-1396.

Mojzsis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T. Oxygen-isotope evidens from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago // Nature. 2001. V. 409. P. 178-181.

Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.M. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3,3 to 4,4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}O$ continental crust and oceans in the Early Archean // Geochim. Cosmochim. Acta, 2001. V. 65, № 22. P. 4215-4229.

Sorokhtin O.G., Chilingar G.V., Sorokhtin N.O. Theory of development of the Earth // Moskou-Izevsk. 2010. P. 1-751.

Whitehouse M.J., Kamber B.S. On the over abundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its Earth's earliest magmatic differentiation // Earth and Planet. Sci. Letters. 2002. V. 204. P. 333-346.

МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хромов А.А.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: gerka_85@mail.ru

Гранитоиды часто содержат в себе разнообразные включения пород иного состава, которые долгое время рассматривались как ксеногенные образования – фрагменты вмещающих пород, захваченные в процессе подъема магмы или непосредственно на месте ее кристаллизации. Позже выяснилось, что наряду с «настоящими» ксенолитами, гранитоиды часто содержат включения магматического происхождения, захваченные салической магмой в жидком состоянии. Состав таких включений варьирует широко – от базальтового (габброидного) до монцонитового и диоритового. В зарубежной литературе подобные образования, независимо от состава, получили названия mafic microgranular enclaves (ММЕ) и стали рассматриваться в качестве свидетельства механического (mingling) смешения контрастных по составу магм. Характерной особенностью включений является интенсивная гибридикация, стирающая их морфологические и, в значительной мере, минералогическо-геохимические признаки. Вместе с тем, расшифровка природы меланократовых включений имеет важные следствия, поскольку, в зависимости от происхождения, они (включения) несут совершенно разную петрогенетическую информацию, проливающую свет на различные аспекты формирования гранитоидов.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный массив, в котором наблюдаются включения различных генетических типов. Массив расположен в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км² [Дистанова, 1979], имеет изометричную форму и представлен двумя интрузивными фазами. Первая фаза включает порфировидные кварцевые сиениты, монцониты и амфиболовые сиениты. Эти породы имеют сходный минералогический состав и отличаются в основном количественными соотношениями породообразующих минералов. Наибольшим распространением пользуются сиениты, представляющие собой серые среднезернистые, иногда порфировидные (Kfs) породы, сложенные плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, амфиболом, биотитом и клинопироксеном. Ко второй фазе относят граносиениты, среднезернистые лейкократовые, иногда порфировидные (Kfs) граниты, состоящие из щелочного полевого шпата (35 об. %), плагиоклаза (45 об. %), кварца (15 об. %), биотита (2 об. %) и единичных зерен амфибола. На долю аксессуарных минералов – магнетит, титанит, апатит, циркон – приходится от 1 до 3-4 об. %. Породы массивные крупно-среднезернистые с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Гранитоиды массива прорваны небольшими штоками и дайками щелочных гранитов.

Ранее [Литвиновский и др., 1999] был определен Rb-Sr изотопный возраст гранитов Улекчинского массива (298-292 млн лет, $I_{sr} = 0.705$). Массив является наиболее типичным представителем гранитоидов зазинского комплекса [Цыганков и др., 2010] в Юго-Западном Забайкалье.

Нами U-Pb изотопный возраст определен по 10 точкам, при этом в четырех из них полученные значения оказались явно занижены, по-видимому за счет потери радиогенного Pb. В итоге, средний возраст, рассчитанный по 6 точкам, составил 300.3 ± 3.8 млн лет, $MSWD = 3.19$ [Цыганков и др., в печати], что очень хорошо совпадает с предшествующими Rb-Sr определениями. Цирконы для изотопного анализа отобраны из пробы (09-106), представляющей собой среднезернистый биотитовый лейкогранит (75.8 мас. % SiO_2), содержание темноцветных минералов (Bt) в котором не превышает 1.5 об. %.

Датирование цирконов и определение концентраций элементов-примесей было выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG по методике, описанной на сайте

<http://shrimprg.stanford.edu>. Предварительное изучение в режиме отраженных электронов и получение катодолюминесцентных изображений выполнено там же на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600.

Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. В лейкогранитах второй фазы включения встречаются эпизодически. В отличие от изученного ранее Бургасского кварцевосиенитового плутона (хр. Улан-Бургасы) [Бурмакина, 2011], включения распространены не повсеместно. Обычно это одиночные включения, встречающиеся через сотни метров дуг от друга. Однако на отдельных участках количество включений возрастает на 2-3 порядка, а размеры таких участков составляют первые сотни метров в поперечнике. В предельном случае включения концентрируются в «рои», где на их долю приходится от 10-15 до более, чем 50% от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3-4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с явно магматическими, присутствуют ксенолиты метаморфических образований. Аналогичного состава метаморфитами могут быть сложены достаточно крупные «останцы» размером во многие десятки метров. Подобного типа породы развиты в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста. Кроме того, необходимо отметить разную степень преобразования пород, особенно в «роях», где некоторые включения превращены в «теневые ксенолиты».

Размер включений, независимо от происхождения и состава, варьирует широко – от первых сантиметров до 20-30 см в поперечнике. Форма включений чаще всего округлая (сферическая), удлиненная, эллипсоидальная, иногда встречаются «угловатые» включения с закругленными углами. В некоторых случаях включения окружены лейкократовой или, наоборот, меланократовой каймой мощностью 0.5-1 см, по-видимому, реакционного происхождения, однако в подавляющем большинстве случаев никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты включений с вмещающими гранитоидами, как правило, резкие, за исключением т.н. теневых ксенолитов.

Петрографически включения из Улекчинского массива можно разделить на две группы: 1) средне-мелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой, часто порфирированные (Pl, Kfs); 2) тонкополосчатые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, иногда скарноиды. Для первых можно предположить магматическое происхождение, метаморфогенный генезис включений второй группы сомнений не вызывает.

Состав пород Улекчинского массива варьирует, как отмечалось, от субщелочных диоритов, монцодиоритов и монцонитов до лейкократовых гранитов, охватывая диапазон кремнекислотности от 53.3 до 76.8 мас. % SiO_2 , при щелочности, соответствующей субщелочному полю на TAS диаграмме. Меланократовые включения первого типа перекрывают значительную часть этого диапазона (54-62 % SiO_2). Породы второй фазы имеют существенно гранитный состав – 67.4-76.8 % SiO_2 , при этом лейкограниты с кремнекислотностью 73-76 мас. % являются наиболее типичными разновидностями не только собственно Улекчинского массива, но и в целом зазинского комплекса. Данных о химическом составе пород первой фазы мало. Имеющиеся определения распадаются на два отдельных поля, по составу отвечающих сиенитам и щелочным кварцевым сиенитам.

На диаграммах соотношения породообразующих оксидов с кремнеземом породы массива образуют линейные тренды, характерные для продуктов дифференциации единого магматического расплава. Вместе с тем, каждая из двух интрузивных фаз на диаграммах образует дискретные поля, различающиеся как по содержанию SiO_2 , так и по концентрациям всех остальных породообразующих оксидов. По содержанию SiO_2 меланократовые включения (первой группы) перекрываются с сиенитами первой фазы, резко отличаясь от

последних пониженными концентрациями Sr, Ba, Y, отчасти CaO и Nb, более высокой глиноземистостью, калиевой щелочностью и содержанием Rb.

Данные REE получены только по включениям первого типа. Распределение REE характеризуется резкой дифференцированностью спектра с обогащением пород LREE. Величина $La/Yb_{(n)}$ отношения, в среднем, составляет 19.5 при $\sum REE$, равной 198 г/т, и величине Eu аномалии ($Eu^* = Eu/Eu^*$) равной 0.75.

Таким образом, морфология включений, характер их распространения в массиве, петрографические особенности и геохимические характеристики указывают на сходство с детально изученными мафическими включениями из кварцевых сиенитов Бургасского массива, имеющего близкий изотопный возраст (287 Ma [Цыганков и др., 2010]). Последние содержат, в среднем, 170-180 г/т $\sum REE$, характеризуются умеренным обогащением LREE относительно тяжелых лантаноидов ($La/Yb_{(n)} = 17.4$), наличием отрицательной европиевой аномалии ($Eu^* = 0.78$) [Бурмакина, Цыганков, 2010]. Такое сходство мафических включений из разных массивов вряд ли случайно. Учитывая весьма близкий возраст рассматриваемых плутонов, можно предположить, что исходный состав расплавов и условия образования включений были сходными.

Исходный состав ММЕ из Бургасского массива [Бурмакина, Цыганков, 2010] был щелочнобазальтовым, причем, исходя из геохронологических данных и геологического положения массивов, есть все основания считать, что это были базальты внутриплитного типа. Это предположение подтверждается анализом мультиэлементных диаграмм, построенных для средних составов включений обоих массивов, нормированных по примитивной мантии [Palme, O'Neill, 2003], в сравнении со средним составом OIB и Na кайнозойских базальтов континентов [Farmer, 2003]. В целом породы включений сходны с континентальными базальтами – это выражено в обогащенности их LILE элементами относительно HFSE, при более высоких концентрациях LILE во включениях Улекчинского массива. Кроме того, все ММЕ, имеют резкий Nb минимум и максимум по Pb, что вероятно связано с «водонасыщенным» плавлением мантийного источника и интенсивной коровой контаминацией исходного расплава.

Сходство включений Бургасского и Улекчинского массивов позволяет предполагать, что меланократовые включения Улекчинского гранитоидного плутона также, как и Бургасского, имеют магматическое происхождения и образовались в результате диспергирования гибридизированного базитового расплава. Это предположение хорошо согласуется с изотопным составом гранитов и кварцевых сиенитов Улекчинского массива, имеющих пониженную величину Isr (0.705) и слабо положительные значения $\epsilon Nd = 0.63 \div 1.33$, что указывает на значительную долю мантийного мафического компонента в составе этих пород.

Таким образом, из приведенных выше данных можно сделать следующие выводы.

1) На основании петрографических и геохимических данных в гранитоидах Улекчинского массива выделяются два генетических типа меланократовых включений: а) исходно базальтоидные амфибол–биотит–плагиоклазовые включения, представляющие собой продукт смешения магм; б) ксенолиты вмещающих пород (раннедокембрийских гнейсов).

2) Включения в массиве распространены крайне неравномерно, первый тип значительно преобладает и наиболее характерен для кварцевых сиенитов первой интрузивной фазы.

3) Полученные предварительные данные по мафическим включениям в гранитоидах Улекчинского плутона подтверждают ранее высказанное предположение [Litvinovsky et al., 2011] о синхронности мантийного и корового магматизма при формировании гранитоидных плутонов зазинского интрузивного комплекса.

Работа выполнена при поддержке Партнерского интеграционного проекта СО РАН № 17, гранта Лаврентьевского конкурса СО РАН.

Литература

Бурмакина Г.Н. Свидетельства участия мантийных магм в формировании гранитоидов Западного Забайкалья // Всероссийская молодежная конференция «Геология Западного Забайкалья», Улан-Удэ, 2011. С. 11-12.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Свидетельства смешения контрастных магм (комбинированные дайки и меланократовые включения, Западное Забайкалье) / «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Материалы конф., т.1, Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010, С. 90-91.

Дистанова А.Н. Позднепалеозойские гранитоидные интрузии Западной части Джидинской зоны (Западное Забайкалье) / Гранитоидные комплексы Сибири. – Новосибирск: Наука, 1979. С. 3-23.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасти позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 5. С. 694-702.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.

Farmer G.L. Continental basaltic rocks // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 85-121.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845-874

Palme H., O'Neill H. St. C. Cosmochemical Estimates of mantle Composition // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 2. P. 1-38.

ГЕОХИМИЯ Fe-Ti ОКСИДНЫХ МИНЕРАЛОВ ЛЕЙКОГРАНИТОВ А-ТИПА СТРЕЛКОВСКОГО МАССИВА, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Веялко И.В., Верниковская А.Е.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail: veyalkoiv@yandex.ru*

Лейкограниты глушихинского комплекса Енисейского кряжа формировались 750–720 млн. лет назад на постколлизиионном этапе эволюции орогена [Верниковский и др., 2002]. Геохимия и минералогия этих пород показана в ряде работ [Даценко, 1984; Верниковская и др., 2003 и др.]. На заключительной стадии образовались наиболее дифференцированные разности этого комплекса – лейкограниты Стрелковского массива. В этих породах отмечаются неоднородности в виде присутствия мелкозернистых лейкогранитов шлировых образований. Лейкограниты этого массива имеют высокие концентрации SiO₂ (72.97–75.91 мас.%), K₂O (5.57-6.59 мас.%), FeO_{общ.} (1.78-2.87 мас.%), а также значения суммы Na₂O+K₂O (7.40-8.69 мас.%) и отношения K₂O/Na₂O (2-5.1). В них выявлены умеренные содержания Al₂O₃ (12.3-13.88 мас.%) и небольшие CaO (0.37-1.1 мас.%), MgO (0.1-0.43 мас.%), TiO₂ (0.18-0.38 мас.%) и P₂O₅ (0.07-0.14 мас.%). Эти лейкограниты относятся к породам щелочно-известковой и известково-щелочной интрузивных серий, являются слабо пералюминиевыми (значение индекса A/CNK варьирует от 1.04 до 1.25). Они имеют высокие значения отношений FeO_{общ.}/FeO_{общ.}+MgO (0.83-0.95) и FeO_{общ.}/MgO (до 67), что позволяет отнести их к лейкогранитам А-типа, согласно классификации [Frost et al., 2001]. На геохимических диаграммах FeO_{общ.}/FeO_{общ.}+MgO – Al₂O₃ и FeO_{общ.}/FeO_{общ.}+MgO – Al₂O₃/(K₂O/Na₂O)

большинство исследуемых пород попадает в поле окисленных гранитов А-типа, согласно классификации [Dall'AgnoI, Oliveira, 2007]. Последнее является отражением их минералогических особенностей, присутствием в лейкогранитах двух Fe-Ti оксидных минералов – ильменита и магнетита. Этим они отличаются от гранитов, характерных для внутриплитной обстановки, принадлежащих к ильменитовой серии и относящихся к восстановленному А-типу, и по некоторым геохимическим аспектам близки с островодужными гранитами I-типа, относящихся к магнетитовой серии, сформированными в окислительных условиях.

Исследовался химический состав магнетитов и ильменитов из лейкогранитов шлировых образований и пород контактовых зон – катаклазированных лейкогранитов и роговиков. Магнетит из лейкогранитов шлировых образований образует как зерна октаэдрической формы размером до 0.1-0.2 мм, так и мелкие включения (< 0.1 мм) в силикатных минералах. В отдельных зернах магнетита присутствуют вторичные минералы – маггемит, гематит. В химическом составе магнетита преобладает FeO_{общ.} (86.30-93.07 мас. %), а при пересчете на формульные единицы – Fe³⁺ (до 1.99 ф.е.) > Fe²⁺ (0.93–до 1.09 ф.е.). Кроме того, в нем отмечены небольшие содержания MnO (до 2.17 мас. %), MgO (до 3.30 мас. %), TiO₂ (до 3.48 мас. %), Al₂O₃ (до 3.01 мас. %), Cr₂O₃ (до 0.62 мас. %), V₂O₅ (до 0.56 мас. %). В катаклазированных лейкогранитах эндоконтактовой зоны размер зерен увеличивается до 0.3 мм. Они имеют октаэдрическую форму и частично замещены маггемитом, гематитом. По сравнению с лейкогранитами центральных участков массива в них возрастают значения отношения FeO_{общ.}/MgO. Магнетит из роговиков экзоконтактовой зоны образует зерна октаэдрической формы размером до 0.2 мм. Значения FeO_{общ.}/MgO в них близки с магнетитами из катаклазированных лейкогранитов эндоконтактовой зоны.

Ильменит широко распространен в лейкогранитах Стрелковского массива. Этот минерал образует как отдельные зерна неправильной или удлинённой формы размером до 0.2 мм, так и сростки с магнетитом. По его краям нередко развивается лейкоксен. Помимо повышенных содержаний TiO₂ (51.29–53.52 мас. %) и FeO_{общ.} (40.76–48.42 мас. %) в ильмените установлены примеси MnO (до 5.80 мас. %) и Cr₂O₃ (до 0.51 мас. %).

Проведенные исследования доказывают присутствие в лейкогранитах А-типа Стрелковского массива двух акцессорных Fe-Ti оксидных минералов, ильменита и магнетита. Формирование этих лейкогранитов могло происходить при смешении магм континентального корового и мантийного магматических источников. Лейкограниты шлировых образований этого массива являются реликтовыми продуктами дифференцированной гранитной магмы I-типа.

Литература

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн. лет // Доклады Академии наук. 2002. Т. 384. № 2. С. 221-226.

Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Ясенов А.М. Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 54-68.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033-2048.

Dall'AgnoI R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. P. 215-233.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВОВ МИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Анна Волынец¹, Gerhard Woerner², Andreas Kronz², Георгий Пономарев¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: a.volynets@gmail.com*

²*Geowissenschaftliches Zentrum, Georg-August-Universitaet Goettingen, Germany,
e-mail: gwoerner@gwdg.de*

Срединный хребет Камчатки, по мнению большинства исследователей, представляет собой тыловую зону современной островодужной системы Камчатки [Авдейко и др., 2002; Churikova et al., 2001 и многие другие]. Сейсмофокальная зона Бенъофа на юге хребта (под вулканом Хангар) расположена на глубине 350 км; далее на север по геофизическим данным она не прослеживается [Gorbatov et al., 1997]. Современный вулканизм на Камчатке, развитие которого связывается с погружением Тихоокеанской плиты, сосредоточен главным образом в Восточном вулканическом поясе и в Центральной Камчатской депрессии и заканчивается на широте вулкана Шивелуч; вулканические продукты этих зон обладают типично-островодужными геохимическими признаками [Volynets, 1994; Churikova et al., 2001 и многие другие]. Однако недавние геохронологические исследования показали наличие голоценовой вулканической активности в Срединном хребте вплоть до 180 км к север-северо-западу от Шивелуча [Певзнер, 2006]. Более того, последними геохронологическими работами было показано, что широкое распространение основных пород, связанных с проявлениями позднечетвертичного моногенного вулканизма, более характерно для северной части Срединного хребта, чем для южной [Певзнер, 2006; Dirksen et al., 2004 и др.]. В работе [Volynets et al., 2010] детально изучены породы Срединного хребта по продольному профилю с юга на север (длиной более 200 км) и опубликованы данные по содержанию в них главных петрогенных и микроэлементов, изотопному составу стронция, неодима, свинца и изотопным определениям возраста платобазальтов. Авторы считают, что миоцен-плиоценовые платобазальты Срединного хребта, характеризующиеся типично-островодужным распределением микроэлементов, были образованы в процессе субдукции Тихоокеанской плиты (когда Срединный хребет представлял собой фронтальную часть зоны субдукции) в результате высоких степеней флюид-индуцированного плавления (степень плавления более 20%, количество флюида – 1.5-4%). Четвертичные породы стратовулканов и моногенных лавовых полей с гибридным типом распределения микроэлементов (сочетающим в себе обогащение всеми HFSE и повышенные значения отношений флюид-мобильных элементов к неподвижным во флюиде элементам) образовались в результате более низких степеней преимущественно декомпрессионного плавления (8-10%) с меньшим участием флюидного компонента (<2%) в условиях тыловой части зоны субдукции. В таком случае, следует ожидать четких различий в температурах магм в этих принципиально различных режимах плавления: более высокие температуры должны быть обнаружены при декомпрессионном плавлении, и более низкие – при флюид-индуцированном. Для проверки этой гипотезы нами начата работа по изучению составов минеральных парагенезисов в вулканических породах обеих возрастных групп и расчету температуры магмы и давления при кристаллизации. В исследование вошло более 500 анализов оливинов (Ol), около 300 анализов клинопироксенов (Cpx) и ортопироксенов (Opx) и порядка 170 парагенезисов оливин-шпинелей (Ol-Sp).

Состав оливинов в изученных образцах представлен форстеритом (Fo) и варьирует от Fo₆₅ до 87 в миоцен-плиоценовых платобазальтах (за исключением одного образца базальтов хребта Крюки, где оливинов обнаружено мало, и все они существенно железистые по составу – Fo₅₀₋₅₉) и от Fo₆₀ до 85 в моногенных конусах; во всех породах, кроме хр.Крюки, преобладают оливины состава Fo₇₅₋₈₀. Твердофазные включения шпинели (Sp) в

оливинах имеют весьма разнообразный состав: от высокоглиноземистой магнезиальной шпинели в оливине обр. 406-1 (Кекукнайский р-н моногенного вулканизма) до герцинита и магнетита (преимущественно в породах плато). Преобладают составы промежуточные между хромитом, герцинитом и магнезиально-глиноземистой шпинелью. Наиболее магнезиальные разности шпинелей встречены в породах Двухъярточного плато, Кекукнайского и Седанкинского районов моногенного вулканизма, причем шпинели в оливинах базальтов из последних двух районов содержат также значительные количества глинозема (до 52 вес.%, в среднем более 25 вес.%). Все измеренные парагенезисы Ol-Sp находятся вне поля мантийных составов [Arai, 1994] и отражают состав расплавов, претерпевших некоторую эволюцию. Хотя практически все вкрапленники оливина содержат твердофазные включения шпинели, оказалось, что почти все они были переуравновешены в процессе остывания магмы; условно-равновесные составы найдены только в двух образцах: раннеголоценового моногенного конуса из Седанкинского района (обр. АВ0262) и дайки в западной части долины Гольцовых озер (Кекукнайский р-н моногенного вулканизма, обр. 406-1). По составу этих условно-равновесных Ol-Sp парагенезисов и валовому составу исходных образцов базальтов были рассчитаны условия равновесия парагенезисов с расплавом, соответствующим валовому составу породы (такое допущение правомерно в том случае, если изменения состава расплава в ходе извержения были несущественны, и является вполне адекватным при изучении моногенных конусов с основными продуктами извержения) для «сухих» условий (по термометрам и барометрам [Пономарев и Пузанков, 2012]). Эти оценки составили $1292 \pm 30^\circ\text{C}$ и 1.3 ± 1.8 кБар для обр. АВ0262 и $1280 \pm 30^\circ\text{C}$ и 6.5 ± 1.8 кБар для обр. 406-1.

Пироксены во всех образцах представлены преимущественно авгитом и салитом, в платобазальтах р. Правой Озерной отчасти также диопсидом. Кроме того, в моногенных конусах р. Правая Озерная присутствуют ортопироксены, отвечающие по составу бронзиту и гиперстену, а клинопироксены в образце АВ0221 голоценового моногенного лавового потока из Седанкинского района существенно обогащены кальцием, смещаясь на диаграмме составов в направлении поля волластонита. Бронзит и гиперстен также обнаружены в составе андезибазальтов Двухъярточного плато, а в базальтах хребта Крюки найдены магнезиальные и промежуточные пижониты. К сожалению, большинство изученных нами на настоящий момент двупироксеновых парагенезисов оказалось неравновесно. Равновесные пары были найдены только среди микролитов основной массы нескольких образцов, что сужает область оценок температуры и давления при кристаллизации до финальных стадий эволюции магмы, фактически до момента извержения. Давления и температуры, посчитанные на основе Сrx-Orx равновесия [Putirka, 2008] составили для пород плато р. Правая Озерная (возраст 3 млн лет): $1150-1218 \pm 60^\circ\text{C}$ и $3.3-7.7 \pm 2.8$ кБар; плейстоценовых моногенных конусов реки Правая Озерная: $1058-1173 \pm 60^\circ\text{C}$ и $1.7-7.1 \pm 2.8$ кБар; Двухъярточного плато (3 млн лет): $973-1025 \pm 60^\circ\text{C}$ и $2.8-5.9 \pm 2.8$ кБар. Более высокие $T_{\text{равн}}$ для пород плато Правой Озерной связаны с высоким $\text{Mg\#}_{\text{Сrx}}$ (74-85 в плато против 63-76 в конусах, что соответствует и большей магнезиальности пород плато по валовому составу).

Кроме того, удалось рассчитать Р и Т равновесия Сrx-расплав [Putirka, 2008] (за состав расплава был условно принят валовый состав породы, равновесный с Сrx, так как все измеренные интерстициальные стекла и природно-закаленные включения оказались неравновесными с вкрапленниками и микролитами) для Двухъярточного плато: $1141 \pm 42^\circ\text{C}$; 5.5 ± 2.2 кБар и хребта Крюки (5 млн лет): $1090-1116 \pm 42^\circ\text{C}$; $2.1-3.8 \pm 2.2$ кБар.

Температуры равновесия Ol-расплав (за состав расплава принят валовый состав породы, см. выше), рассчитанные по геотермометру [Putirka, 2008], коррелируются с магнезиальностью Ol и породы, и являются максимальными в породах плато р. Правая Озерная ($1287 \pm 43^\circ\text{C}$) и дайки Гольцовых озер ($1248 \pm 43^\circ\text{C}$), что дает максимальную потенциальную температуру мантии 1429 и 1386°C , соответственно.

В целом, имеющихся на настоящий момент данных по оценкам условий кристаллизации минеральных парагенезисов недостаточно для того, чтобы сделать выводы о

разнице в температуре мантии и Р-Т условиях кристаллизации магм в миоцен-плиоценовое и четвертичное время, так как для адекватных заключений подобного рода необходимо иметь оценки, сделанные одним и тем же методом для пород разного возраста, что на настоящий момент не представляется возможным ввиду отсутствия одинаковых равновесных минеральных пар; ведется дальнейшая работа в данном направлении.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН 12-III-A-08-165, DAAD A/04/00138, DAAD A/10/08073, РИ-112/001/610 «Ведущие научные школы», РФФИ № 10-05-01122-а.

Литература

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.

Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Северной Камчатки: пространственно-временной аспект // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409. № 5. С. 648-651.

Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю. Распределение порообразующих элементов в системе основной-ультрасосновой расплав-шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным. – М.: Пробел-2000. 2012. – 664 с.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chemical Geology. 1994. V. 113. P. 191-204.

Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. V. 42 (8). P. 1567-1593.

Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction Zone // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102 (B8). P. 17883-17898.

Dirksen O.V., Bazanova L.I., Pletchov P.Yu. et al. Volcanic activity at Sedankinsky dol lava field, Sredinny ridge during the Holocene (Kamchatka, Russia) // Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis and eruption in volcanic arcs: IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky. IViS, 2004. P. 55-56.

Putirka, K. D. Thermometers and barometers for volcanic systems, in: Putirka, K. D., and Tepley, F. eds., Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61-120.

Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659-687.

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

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В МИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ И СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ МАГМ

Анна Волынец¹, Gerhard Woerner², Rheinhold Przybilla²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский,
e-mail: a.volynets@gmail.com*

²*Geowissenschaftliches Zentrum, Georg-August-Universitaet Goettingen, Germany,
e-mail: gwoerner@gwdg.de*

Опубликованные исследования изотопного состава кислорода в вулканических породах характеризуют Камчатку, как регион с исключительно широкими вариациями $\delta^{18}\text{O}$ [Auer et al., 2009; Portnyagin et al., 2007; Bindeman et al., 2004, 2005; Dorendorf et al., 2000; Покровский и Волынец, 1999 и др.]. В качестве источника тяжелых изотопов кислорода рассматривают флюид, отделяющийся от поддвигаемой плиты [Dorendorf et al., 2000], плавление субдуцируемого осадка и/или контаминацию корового материала, в зависимости от других петрологических характеристик породы [Bindeman et al., 2005]. Также были выдвинуты предположения о существовании родительских расплавов с изначально высокими значениями $\delta^{18}\text{O} > 6.5\text{‰}$, возникшими в результате плавления утолщенной нижней коры [Bindeman et al., 2005]. Наконец, наличие пород с самыми высокими из всех известных в базальтах островных дуг значениями $\delta^{18}\text{O}$ на вулкане Ключевском было объяснено Auer с соавторами [2009] как следствие ассимиляции гидротермальноизмененной части литосферной мантии, обогатившейся тяжелым кислородом в период, когда в этой части Камчатки находилась преддуговая область соответствующей зоны субдукции, до миграции фронта дуги. В настоящей работе представлены данные по изотопному составу кислорода в породах Срединного хребта. В исследование были включены четвертичные породы вулкана Алней, Седанкинского дола, Кекукнайской зоны моногенного вулканизма, моногенные конуса рек Правая Озерная, Тобельцен и Ныльгимелкин, а также миоцен-плиоценовые платобазальты рек Правая и Левая Озерная, Двухъярточного плато и хребта Крюки. Для анализа были отобраны чистые от включений расплава и шпинели зерна оливина.

Все включенные в настоящее исследование породы были детально охарактеризованы по составу макро-, микроэлементов и изотопному составу стронция, неодима и свинца в работе [Volynets et al., 2010]. Авторы считают, что миоцен-плиоценовые платобазальты Срединного хребта с типично-островодужным распределением микроэлементов были образованы в процессе субдукции Тихоокеанской плиты в неогене (когда Срединный хребет представлял собой фронтальную часть зоны субдукции) в результате высоких степеней флюид-индуцированного плавления (оценки степени плавления – более 20%, количество флюида – 1.5-4%). Плейстоцен-голоценовые породы стратовулканов и моногенных лавовых полей с гибридным типом распределения микроэлементов (сочетающим в себе обогащение всеми HFSE и повышенные значения отношений флюид-мобильных элементов к неподвижным во флюиде элементам) образовались в результате более низких степеней преимущественно декомпрессионного плавления (8-10%) с меньшим участием флюидного компонента (<2%) в условиях тыловой части зоны субдукции.

Значения $\delta^{18}\text{O}$, измеренные в оливинах пород Срединного хребта, колеблются от 5.47 до 7.78 ‰, что соответствует рассчитанным значениям 6.17-8.48 ‰ в магме ($\delta^{18}\text{O}_{\text{melt}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{ol}} + 0.7$), что значительно выше мантийных значений ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ol}} \sim 5-5.5\text{‰}$). Корреляции с возрастом исследуемых пород отсутствуют – оливины с тяжелым кислородом присутствуют как в молодых, так и в более древних породах; также не наблюдается никакой связи с положением вулканических центров относительно современного фронта вулканической дуги и пространственным (север-юг) положением их в Срединном хребте. Все включенные в исследование породы характеризуются мантийными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7028-0.70336), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51291-0,51310) и нерадиогенным составом свинца (например, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.2$) [Volynets et al., 2010]. При сравнении полученных данных по изотопам кислорода с

другими изотопными системами обнаруживаются некоторые закономерности. Так, $\delta^{18}\text{O}$ в породах всех возрастов негативно коррелирует с изотопами неодима. Неогеновые плато-базальты имеют слабовыраженную позитивную корреляцию с изотопами свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ они также показывают слабую тенденцию к позитивной корреляции. В то же время, четвертичные породы имеют выраженную отрицательную корреляцию изотопов кислорода с изотопами свинца и не показывают никаких зависимостей от изотопов стронция. При сравнении изотопного состава кислорода с микроэлементными отношениями выявлена четкая позитивная зависимость величины $\delta^{18}\text{O}$ в неогеновых породах от величины отношений таких элементов, как Ba/Th, Ba/Nb, Sr/Yb, U/Nb, отражающих степень участия островодужного флюида в генезисе пород. Четвертичные породы никаких зависимостей с этими отношениями не обнаруживают. Количественные расчеты, проведенные нами с целью моделирования смешения различных источников при генезисе магм, ясно показывают, что субдуцированные осадки, равно, как и ассимилированная кора, не могут служить объяснением для появления столь высоких значений изотопов кислорода в изученных породах. В работе [Auer et al., 2009] по Ключевскому вулкану, где также были обнаружены высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, предлагается сценарий предварительного обогащения преддуговой мантии тяжелым кислородом, до миграции фронта дуги. Возможно, что тяжелый кислород в неогеновых платобазальтах Срединного хребта Камчатки также связан с подобными процессами, что, однако, требует дальнейшего объяснения возможности аккумулировать большие количества флюида в мантии без ее плавления.

Наиболее интригующим результатом настоящего исследования, пожалуй, является положительная корреляция $\delta^{18}\text{O}$ в четвертичных породах с такими микроэлементными отношениями, как Ta/Yb, Zr/Y, повышение значений которых в породах традиционно связывается с обогащенностью мантии высокозарядными элементами (и успешно моделируется для изученных пород путем добавления в источник мантии OIB-типа [Volynets et al., 2010]). В работе [Harmon and Hoefs, 1995] упоминается, что щелочные породы OIB имеют тенденцию к обогащению тяжелым кислородом по сравнению с толеитовыми OIB, а [Покровский и Волынец, 1999] отмечают наличие положительной корреляции изотопов кислорода в щелочных породах с содержанием калия, однако спектр вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в этих породах, опубликованный в литературе, на порядок меньше, чем полученные нами результаты для Срединного хребта.

Таким образом, наличие высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ в породах двух возрастных групп мы связываем с двумя различными сценариями. Неогеновые платобазальты Срединного хребта появились в результате смешения деплетированной мантии MORB-типа с островодужным флюидом, несущим в себе тяжелый кислород (не исключена также возможность ассимиляции некоторого количества корового материала). Источник магм четвертичных вулканических пород Срединного хребта должен соответствовать нескольким характеристикам: 1) он должен быть основным по составу, 2) быть обогащенным высокозарядными элементами и 3) нести в себе тяжелый кислород. Появление подобной характерной подписи может быть связано как с предварительной переработкой мантийного клина островодужными флюидами с тяжелым кислородом, так и с существованием дополнительного источника тяжелого кислорода (со значениями $\delta^{18}\text{O}$ порядка $\sim 10\text{-}15\text{‰}$), возможно, появившегося в результате ассимиляции переработанного древнего субдуцированного материала.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН 12-III-A-08-165, DAAD A/04/00138, DAAD A/10/08073, РИ-112/001/610 «Ведущие научные школы», РФФИ № 10-05-01122-а.

Литература

Покровский Б.Г., Волынец О.Н. Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги // Петрология, 1999. Т. 7. N3. С. 227-251.

Auer S., Bindeman I., Wallace P., Ponomareva V., Portnyagin M. The origin of hydrous, high- $\delta^{18}\text{O}$ voluminous volcanism: diverse oxygen isotope values and high magmatic water contents within the volcanic record of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia // Contributions to mineralogy and petrology. 2009. V.157. № 2. P. 209-230.

Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- $\delta^{18}\text{O}$ magma sources and large scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. P. 841- 865.

Bindeman I.N., Eiler J.M., Yogodzinski G.M., Tatsumi Y., Sterne C.R., Grove T.L., Portnyagin M., Hoernle K., Danyushevsky L.V. Oxygen isotope evidence for slab melting in modern and ancient subduction zones // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 235. P. 480- 496

Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 175. P. 69-86.

Harmon R. and Hoefs J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings // Contributions to mineralogy and petrology. 1995. V. 120. № 1. P. 95-114.

Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression : magma generation at the edge of the Pacific Plate // Geophysical monograph. 2007. V. 172. P. 199-239.

Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659-687.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРОСТЯНЕЦКИХ ВУЛКАНИТОВ (УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ)

Генералова Л.В., Пашенко В.Г., Степанов В.Б.

*Львовского национального университета имени Ивана Франко, г. Львов, Украина,
e-mail: vl_pasha@mail.ru*

Тростянецкие вулканиды входят в состав тростянецкой толщи, возраст которой определен как верхнеюрско-нижнемеловой [Мацкив и др., 2009]. Тростянецкая толща является самым древним элементом Поркулецкой структурно-фациальной единицы (покрова) и фиксируется в его фронтальной части. Нижний контакт тростянецкой толщи тектонический, верхний – несет признаки вязкого разлома [Гнилко, Ващенко, 2004].

Поркулецкий покров, как и расположенные юго-западнее Раховский и Камяннопотокский покровы, входит в Примармарошскую сутуру террейна Тиссия-Дакия (Мармарошский массив) в Украинских Карпатах [Гнилко, 2011]. В разрезах названных тектонических единицах, наряду с меловым флишем, отмечаются энсиматические и энсиалические вулканогенные образования.

Тростянецкая толща (которую часто рассматривают как комплекс) представлена вулканидами основного и среднего состава и карбонатными породами. Она обнажается в среднем течении р. Черная Тиса (в низовьях р. Тростянец, в верховьях р.р. Кевелив, Лазещина) и в верховьях правых притоков Белой Тисы (верховья р. Богдан). Здесь базальты, андезибазальты, андезиты, трахиты тростянецкой толщи в плане и разрезе формируют сложную систему лавовых, пирокластических, прижерловых и субвулканических генетических типов, которые содержат прослойки туфогенно-осадочных пород.

Вулканиды бассейна правых (р. Тростянец) и левых притоков р. Черная Тиса (верховья рр. Кевелив, Лазещина, Богдан – окрестности горы Петрос) различаются по структурно-текстурным и петрографическим характеристикам.

В бассейне р. Тростянец в равных количествах встречаются зеленовато-серые и вишневые базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, кластолавы. Карбонатные породы и трахиты составляют по 10-15% мощности разреза. Базальты часто характеризуются шаровой отдельностью. Много пористых, пузырчатых и миндалекаменных пород. Пустоты (или миндалины) могут составлять до 50-60% объема породы. Миндалины размером от 23 до 78 мм выполнены кальцитом и (или) цеолитами (ломонтит, анальцим). Трахиты и трахидациты порфирированную структуру. Вкрапленники составляют до 15-25 % объема породы. Их размер по длинной оси меняется от 2 до 15 мм, по короткой оси составляет 2-5 мм. Вкрапленники представлены сильно измененным плагиоклазом, по которому развивается калиевый полевой шпат, часто образуя антипертитовые прорастания. Основная масса пород имеет трахитовую структуру и сложена игольчатыми и лейстоподобными кристаллами калиевого полевого шпата, ориентированными в одном направлении.

В районе г. Петрос зеленовато-серые базальты содержат миндалины (10-20% объема породы), которые заполнены от периферии к центру хлоритом–халцедоном. Встречены метадолериты гипабиссальных фаций (правый борт р. Кевелив) и метагаббро (верховья р. Богдан). Структура вулканитов основного и среднего состава порфирировая и афирировая. Порфирировые вкрапленники размером 1-3 мм по длинной оси, представлены плагиоклазом An_{30-45} [Тектоно-магматическая эволюция..., 1995]. Плагиоклаз пелитизирован и сосюритизирован. Иногда во вкрапленниках фиксируются мелкие зерна моноклинного пироксена, реже роговой обманки и оливина. Структура основной массы базальтов преимущественно спилитовая, встречается пилотакситовая, интерсертальная, гиалопилитовая.

Для анализа петрохимических параметров и геодинамических реконструкций вулканитов были использованы оригинальные и опубликованные материалы [Тектоно-магматическая эволюция, 1995; Ступка, 2001]. Мы обращали внимание на петрохимические отличия вулканитов бассейна р. Тростянец и г. Петрос.

На бинарной диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ вулканиты бассейна р. Тростянец образуют рои в полях щелочных пикритов, щелочных базальтоидов, трахитов. Вулканиты г. Петрос на диаграмме распространены в полях развития щелочных пикритов, щелочных базальтоидов, трахибазальтов, трахиандезитов, базальтов, андезибазальтов, андезитов. Породы бассейна р. Тростянец, в целом, имеют большую щелочность, чем вулканиты г. Петрос. Они также различаются по калий-натровым соотношениям. Вулканиты бассейна р. Тростянец принадлежат калиевой и калий-натровой сериям, тогда как породы г. Петрос концентрируются в поле развития натровой серии. На диаграмме K_2O/Na_2O-SiO_2 вулканиты г. Петрос находятся преимущественно в поле развития натровых пород срединно-океанических хребтов.

По глиноземистости разницы между группами пород, которые анализируются, практически нет. Все вулканиты являются преимущественно высокоглиноземистыми породами, встречаются умеренноглиноземистые или очень высокоглиноземистые.

На треугольной диаграмме Na_2O-K_2O-CaO хорошо прослеживается петрохимическая разница между вулканитами бассейна р. Тростянец и г. Петрос. Узкое длинное поле распределения фигуративных точек вулканитов г. Петрос прилегает к стороне треугольника Na_2O-CaO , в пределах относительного количества K_2O от 0 до 7 %. Тренд этого поля параллелен к стороне треугольника Na_2O-CaO . При увеличении относительного количества натрия в породах г. Петрос уменьшается количество кальция, и наоборот, при практически неизменном количестве калия. Фигуративные точки вулканитов бассейна р. Тростянец расположены в поле относительных количеств K_2O от 8 до 33% и широких вариаций количества кальция и натрия. Для этой группы можно выделить несколько концентраций фигуративных точек. Тренды этих сгущений размещены почти параллельно к стороне треугольника K_2O-CaO . Таким образом, при вариациях содержания кальция и калия содержание натрия в породах практически не меняется. Тренды этих роев образуют угол 45° к тренду поля расположения фигуративных точек пород г. Петрос. Обобщенный тренд поля фигуративных точек пород бассейна р. Тростянец образует меньший угол с вулканитами г. Петрос. Тренд трахитов параллелен тренду вулканитов г. Петрос.

На диаграммах $3 \times K_2O - 0,9 \times Fe_2O_3 + FeO - MgO$ и $K_2O/Na_2O - SiO_2$ фигуративные точки вулканитов тростянецкого комплекса попадают в поля развития энсиалических и энсиматических (в том числе, срединно-океанических хребтов) образований. На диаграмме $10 \times MnO - TiO_2 - 10 \times P_2O_5$ фигуративные точки пород бассейна р. Тростянец находятся в поле пород щелочных базальтов океанических островов, точки пород г. Петрос локализируются в поле известково-щелочных базальтов и менее – в поле толеитов островных дуг.

Вулканиты тростянецкого комплекса также были проанализированы с помощью факторного анализа (метод главных компонент). Первый фактор, где на противоположных позициях стоят с одной стороны SiO_2 (0.96), Na_2O (0.87) и с другой стороны CaO (0.81), MgO (0.57) отвечает за кристаллизацию расплава по тренду Боуэна, второй фактор с антагонизмом Fe_2O_3 и FeO означает кристаллизацию по тренду Фэннера.

На факторной диаграмме F1-F2 (рисунок) фигуративные точки вулканитов бассейна р. Тростянец образуют три удлинённых поля: два практически субпараллельных поля формируют базальтоиды и третье поле – трахиты, длинная ось которого находится практически под прямым углом к длинным осям полей базальтоидов. Выделение полей происходит по первому фактору, а факторы распределения фигуративных точек внутри полей базальтоидов и трахитов различны. В полях базальтоидов – это второй фактор, в поле трахитов – первый фактор.

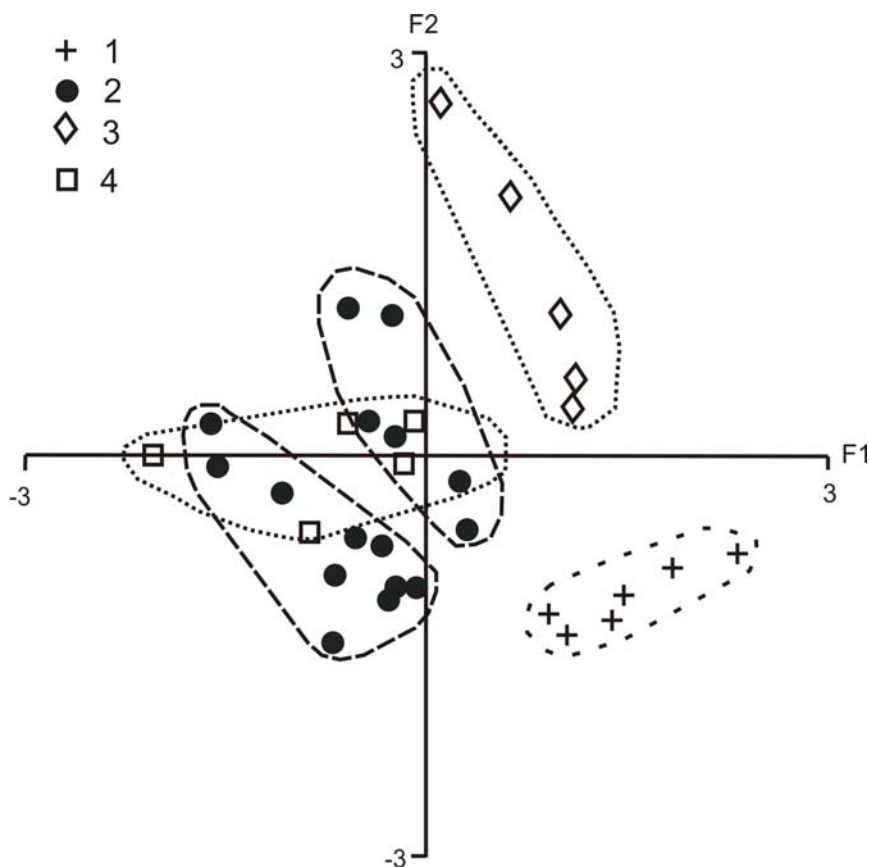


Рис. Факторная диаграмма F1-F2 для вулканитов тростянецкого комплекса.

Вулканиты бассейна р. Тростянец: 1 – трахиты, 2 – базальтоиды.

Вулканиты г. Петрос: 3 – средне-основные, 4 – основно-ультраосновные.

В выборке базальтоидов г. Петрос можно выделить две группы по первому фактору, т.е. по кислотности, фигуративные точки пород которых на диаграмме (см. рисунок) образуют также удлинённые поля, но длинная ось одного (сосредоточены более кислые породы) параллельна длинным осям полей базальтоидов бассейна р. Тростянец, а другого (с более основными разновидностями) совпадает с направлением длинной оси трахитов. В

первом поле распределение разновидностей происходит по второму, а в другом – по первому фактору.

Таким образом, выборка вулканитов тростянецкого комплекса распадается на две группы пород. В одной сосредоточены базальтоиды бассейна р. Тростянец и более кислые базальтоиды г. Петрос (сюда относятся породы, фигуративные точки которых на бинарной диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ попали в поля андезитов, андезибазальтов, базальтов и трахиандезибазальтов). Другая выборка представлена трахитами бассейна р. Тростянец и более основными базальтоидами г. Петрос (отвечают щелочным пикритами и их кластолавам, щелочным базальтоидами и трахибазальтам). Породы этих двух групп характеризуются совершенно разными корреляционными связями оксидов, и согласно факторному анализу в выделенных полях первой группы кристаллизация пород шла по тренду Фэннера, в полях второй – по тренду Боуэна. В связи с этим можно предположить, что вулканиты этих двух групп не являются комагматами, в их образовании принимали участие магмы разных источников.

На диаграмме $\text{TiO}_2\text{--al}'[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})]$ вулканиты бассейна р. Тростянец локализируются в поле эпиорогенных континентальных рифтов. Трахиты образуют рои вблизи составов базальтов активных окраин андийского типа и частично островных дуг. Базальты г. Петрос группируются в рой, который перекрывается полями островных дуг, срединно-океанических хребтов и эпиорогенных континентальных рифтов. Результаты факторного анализа и данной бинарной диаграммы дополняют друг друга, подчеркивая разные источники магмогенеза для двух групп вулканитов.

Результаты кластерного анализа свидетельствуют, что среди образований тростянецкого комплекса есть две породные ассоциации, которые характеризуются разными трендами дифференциации. Это трахиты и базальтоиды. Отчетливо устанавливается, что одна из групп вулканитов г. Петрос тяготеет к трахитам, другая – к базальтам и андезибазальтам бассейна р. Тростянец.

В результате можно сделать заключение о том, что в тростянецком комплексе (толще) выделяются две формации вулканитов: субщелочно-базальтоидная калий-натровая (слабо дифференцированная, состоящая из субщелочных базальтоидов, трахиандезитов) и базальт-трахитовая натрий-калиевая (бимодальная дифференцированная, включающая щелочные и субщелочные базальтоиды-трахидациты). Структурные, седиментационные и магматические особенности района позволяют сделать предположение, что в юго-восточной части Украинских Карпат в поздней юре–раннем мелу происходили магматические процессы, которые сопровождали откат субдукционного слэба Примармарошской сутуры. На него, вероятно, накладывался иной тип магматизма – плюмовый. В результате тектонического скупивания продукты разных вулканогенных формационных типов оказались в одной тектонической единице и в одной толще.

Литература

Гнилко О. М., Ващенко В. О. Тростянецькі базальтоїди в структурі Східних флішових Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 2004. № 1. С. 71-78.

Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки // Геодинаміка. Львів: Видавництво Львівської політехніки, 2011. № 1 (10). С. 47-57.

Мацьків Б.В., Пукач Б.Д., Воробканич В.М., Пастуханова С.В., Гнилко О.М. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка. – Киев: УкрДГРІ, 2009. – 188 с.

Ступка О.О. Нові дані з петрології базальтів мезозою (Тростянецький комплекс Українських Карпат) // Геологія і геохімія горючих копалин. 2001. №3. С. 70–75.

Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др. Тектоно-магматическая эволюция Карпат – Киев: Наукова думка, 1995. – 132 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗИТОВЫХ И УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-ХЭНТЭЙСКОГО И ЯБЛОНОВО-МАЛХАНСКОГО РЕГИОНОВ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ, ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гордиенко¹ И.В., Медведев² А.Я., Бадмацыренова¹ Р.А.

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: gord@pres.bscnet.ru

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: amedv@igc.irk.ru

Известно, что габброидные ассоциации магматических пород играют существенную роль в формировании океанической и континентальной коры. Они проявляются в различных геодинамических обстановках и связаны преимущественно с мантийными плюмами. На территории Монголии и смежных районов Забайкалья в пределах Хангай-Хэнтэй-Даурской системы рифей-палеозойских прогибов и окружающих их поднятий широко проявился базитовый и ультрабазит-базитовый магматизм. Особенно интенсивно он распространен в зоне сближенного развития восточной части Центрально-Азиатского и западной части Монголо-Охотского складчатых поясов, в пределах Западно-Хэнтэйского и Яблоново-Малханского регионов. Здесь габброидные ассоциации (шарагольский, ингодинский, кручининский и другие комплексы) образуют шесть крупных ареалов, в которых сосредоточено около 80 массивов с площадью отдельных плутонов до 100 кв. км (например, Ингодинский массив).

В пределах *Западно-Хэнтэйского региона* Северной Монголии обнажаются фрагменты ордовикской океанической коры, которые в бассейне р. Хара-Гол образуют крупную (протяженностью более 100 км) субмеридиональную полосу, названную Харагольским террейном [Tomurtoogoo, 2005]. В этом террейне нами подробно изучена метабазальтовая толща и ассоциирующие с ней тела метагаббро и метагаббро-долеритов, входящие в состав так называемой харинской осадочно-метаморфической толщи нижнего палеозоя [Гордиенко и др., 2012].

Другой тип более поздних габброидов (габброноритов) островодужного типа вскрывается в бассейне р. Бальдж-Гол, где они прорывают мощную (до 2000 м) карбонатно-песчано-алевро-сланцевую толщу (S₂-D), иногда с кислыми вулканитами, которая в 15 км западнее долины р. Хара-Гол слагает фундамент Дзунмодской вулканотектонической структуры раннего-среднего девона. Нами проанализированы массивы габброидов в бассейне р. Бальдж-Гол площадью свыше 20 км². Они сложены средне-верхнедевонскими габброноритами с ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопным возрастом плато 388.7±5.6, 372.0±5.5, 364.2±9.9 млн лет. Позднее выше названных габброидов образовались массивы позднедевонских субщелочных гранитоидов, которые с конгломератами в основании перекрываются ранне-среднекаменноугольными отложениями.

Исследованные ордовикские метагаббро и метагаббро-долериты, входящие в состав харинской серии, представляют собой породы серо-зеленого до черного цвета различной крупности кристаллов – от мелко- до крупнозернистых. Метадолериты представлены потоками или покровами и, возможно, дайками, являющимися подводными каналами. Текстура пород массивная. Структура в большинстве образцов габбровая, в габбро-долеритах – офитовая. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Пироксены замещаются зеленой роговой обманкой и (или) эпидотом и хлоритом. Плагноклазы большей частью пелитизированы, только в отдельных случаях наблюдаются двойники. По оптическим данным плагноклаз представлен лабрадором (An₅₀₋₇₀). По своему составу габброиды относятся к слабо дифференцированным породам. Содержание главных петрогенных элементов меняются незначительно. Породы относятся к низко- и умеренно-титанистым, умеренно-глиноземистым. Наибольшая изменчивость наблюдается в содержании щелочей, что объясняется их подвижностью в процессе метаморфизма.

Габбронориты Бальджгольского массива – это черные или черно-зеленые породы массивной текстуры. Структура пород габбровая или норитовая, которая отличается от габбровой большим идиоморфизмом минералов и отсутствием офитовых соотношений между плагиоклазом и пироксенами. Порода также метаморфизована, но менее, чем вулканиты, габбро и габбро-долериты харинской серии. Пироксены, как правило, амфиболлизированы или (и) замещаются эпидотом и хлоритом. По оптическим данным реликты пироксенов представлены диопсид-авгитом и гиперстеном. Плагиоклазы менее изменены, что позволило определить их состав (An_{50-70}). Тем не менее, в некоторых образцах наблюдается альбитизация и появление карбонатной составляющей. Рудный минерал встречается в виде изоморфных кристаллов или пластинок. Во всех образцах присутствуют редкие зерна апатита и очень редко кварца. По геохимическому составу массив габброноритов слагается дифференцированной серией. Изученные породы относятся к низкотитанистым, умеренноглиноземистым. На диаграмме щелочность-кремнекислотность точки составов габброноритов, в основном, располагаются в поле нормального петрохимического ряда.

Для выяснения геодинамической обстановки было проведено нормирование РЗЭ к хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Установлено, что состав пород харинской серии располагается в достаточно широком интервале по абсолютным значениям между графиками распределения РЗЭ в OIB и E-MORB, совпадая в основном со значениями РЗЭ в базальтах ВАВ. Для метавулканитов и метагабброидов ВАВ характерно обогащение легкими редкими землями относительно нефракционированных средних и тяжелых. Для девонских габброноритов спектр распределения достаточно удовлетворительно соответствует спектру островодужных толеитов. Для габброноритов наблюдаются минимумы по таким характеристическим элементам, как Nb, Zr, Ti, и максимум для Sr, что характерно для пород островодужных серий.

В пределах *Яблоново-Малханского региона* получены новые данные по широко распространенным (более 30) в Центральном Забайкалье габброидным массивам ингодинского интрузивного комплекса среднего-позднего палеозоя. Исследованы следующие габброидные массивы: Ингодинский, Котыйский, Альбитуйский, Маргинтуйский и Верхнешергольджинский, а также поля вулканитов, примыкающих к Котыйскому и Маргинтуйскому массивам.

Ингодинский базит-ультрабазитовый массив, являющийся петротипическим для одноименного интрузивного комплекса, располагается в верховьях р. Ингоды [Бадмацыренова и др., 2012]. Он имеет форму дискордантного, асимметричного лополита, глубинная часть которого смещена к южному контакту. На севере массив имеет интрузивные контакты с рифей-палеозойскими гранитами и гнейсами малханской серии, на юге – с флишоидными отложениями куналейской свиты ордовика. Северная его часть маломощна и сложена практически однородными, слабо расслоенными троктолитами. Южная часть по данным геолого-съёмочных работ (Криволапов, 1976г.) имеет форму воронки концентрически зонального строения с залеганием «слоев» под углом 50-60°, реже 30°. Ядро воронки сложено меланократовыми габбро и норитами. Массив обладает четко выраженной расслоенностью, определяющейся наличием крупных протяженных (до 1.5 км) зон троктолитов, габбро и норитов, в которых наблюдается более тонкая расслоенность с мощностью слоев от 10 см до первых метров, обусловленная различным количественным соотношением калиевых и феррических минералов. Границы между «слоями», как правило, четкие. В некоторых случаях отмечается такситовые текстуры с выделением гнездо- и шпирообразных анортозитов. Ультраосновные породы, развитые в основном в центральной части на левобережье р. Ингоды, предыдущими исследователями были отнесены к дайкам субвертикального падения, северо-западного простирания, различной мощностью и протяженностью до 3 км. При проведении полевых исследований выявлено, что ультраосновные породы представляют собой не дайки, а горизонты, прослои и линзы ритмично расслоенной серии массива. Отмечается интенсивное тектоническое и контактовое

воздействие прорывающих их верхнепалеозойских гранитов, выражающееся в амфиболизации, хлоритизации, серпентинизации всех пород массива.

Петролого-геохимическими исследованиями установлено, что по составу дуниты и троктолиты соответствуют низкощелочным образованиям, в то же время часть габброидных пород (амфиболизированные разновидности) попадают в поле умереннощелочных пород. В целом все фигуративные точки составов образуют единый тренд, свидетельствующий о фракционной кристаллизации пород массива из единого магматического расплава. На известной диаграмме Л.В. Дмитриева, показывающей соотношение силикатных и мафических окислов в гипербазитах и габброидах массива, все фигуративные точки составов располагаются вдоль линии В – тренда фракционной кристаллизации базальтовой магмы. На диаграмме АФМ фигуративные точки состава пород группируются в поле известково-щелочной серии. На вариационных «харкеровских» диаграммах обнаруживается «базальтоидный» тренд дифференциации Ингодинского массива, он заключается в постепенном накоплении Al_2O_3 и CaO в поздних дифференциатах по мере уменьшения в расплаве MgO . По петрохимическим параметрам породы массива характеризуются низкой железистостью и титанистостью, отличаются высокой магнезиальностью. От ультраосновных пород к основным наблюдается повышение глиноземистости при постоянно сохраняющемся натриевом уклоне щелочности.

Содержание РЗЭ в породах массива не более 10-ти кратных хондритовых норм. Для дунитов характерны слабо дифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения $La/Yb_N = 1.24-1.95$. Спектры редкоземельных элементов в габброидах характеризуются преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения $La/Yb_N = 4.7-23.38$. Во всех разновидностях отмечается положительная европиевая аномалия $Eu/Eu^* = 1.75-5.11$. Практически идентичный график распределения лантаноидов характерен для анортозитов расслоенной серии ($La/Yb_N = 13.76$, $Eu/Eu^* = 5.55$), однако общий уровень нормированных содержаний лантаноидов в этих породах значительно ниже. Таким образом, Ингодинский массив обладает всеми признаками контрастно расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов с дунит-троктолит-габбровой ассоциацией пород.

В составе других более мелких габброидных массивов ингодинского комплекса (Котыйский, Альбитуйский, Маргинтуйский и Верхнешергальджинский) установлены пироксениты, габбро, габбронориты, диориты, которые слагают многочисленные штоки и плитообразные тела среди гранитоидов и отложениях малханской серии позднего рифей-нижнего палеозоя вдоль Чикой-Ингодинского разлома. На правом берегу р. Чикой габброиды вскрываются в береговых обнажениях междуречья Котый и Маргинтуй и далее выше по р. Чикой, где представлены в основном крупнозернистыми габбро, которые прорываются дайками микроклиновых гранитов. Габбро на контакте с дайками интенсивно изменено, что выражено появлением мелкозернистой структуры. В габбро отмечаются также мелкие прожилки кварц-полевошпатового состава. Далее к западу, по левому борту долины р. Котый, были встречены небольшие коренные выходы габброидов: от меланократовых крупнозернистых габбро, в которых местами отмечаются крупные выделения плагиоклаза, до среднезернистых лейкогаббро. Отмечается прорывание габброидов разнообразными гранитами. Установлено, что породы ингодинского комплекса находятся в гальке конгломератов ортинкской и гутайской свит среднего - верхнего карбона - ранней перми. Породы всех массивов интенсивно претерпели метаморфизм и, возможно, метасоматическую переработку под воздействием многочисленных гранитных даек и жил. В силу этого первичные минералы преобразованы: пироксены амфиболизированы, плагиоклазы сосюритизированы.

Была сделана предварительная попытка определить геодинамическую обстановку формирования пород изученных габброидных массивов и полей вулканитов. На графике распределения РЗЭ базальты Котья и Маргинтуя, габбро-диориты Маргинтуя располагаются вблизи спектра ВАВ. Габбро Альбитуя больше соответствует кривой E-MORB, базальты и габбро-диориты Котья характеризуются минимумами Nb, Zr и Ti и максимумом Sr, что сближает их с островодужными ассоциациями пород.

Следует отметить, что окончательная природа и возраст многочисленных массивов габброидов в Центральном Забайкалье до сих пор не выяснены. Абсолютный возраст U-Pb методом (SRIMP II) по выделенным цирконам из габбро междуречья Котый и Маргинтуй показал 403 ± 5.7 млн лет (наши неопубликованные данные), что соответствует раннему девону. Необходимо дальнейшее изучение этих пород.

Литература

Бадмацыренова Р.А., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В. Геология и геохимия Ингодинского дунит-троктолит-габбрового массива, Центральное Забайкалье // Металлогения древних и современных океанов-2012. Гидротермальные поля и руды. – Миасс: Институт минералогии УРО РАН, 2012. С. 289-291.

Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртоого О., Горнова М.А., Гонегер Т.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2012. Т.53. №3. С.365-379.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-346.

Tomurtogoo O. Tectonics and structural evolution of Mongolia // SEG-IAGOD Fieldtrip, 14-16 Aug.2005, 8 Brinial SGA Meeting IAGOD Guidebook series 11. London, 2005. P. 5-12.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ И МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ

Горячев Н.А.

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: goryachev@neisri.ru

Предметом сообщения являются минералого-геохимические особенности месторождений Au и Ag орогенных поясов Сибири и Северного обрамления Пацифика. Эти месторождения подразделяются на золотой (золото-сульфидно-вкрапленный и золото-кварцевый), золото-висмутовый, золото-серебряный, золото-сурьмяный, серебро-сурьмяный, серебро-редкометалльный, золото-сурьяно-ртутный и серебро-ртутный типы [Тектоника..., 2001; Гамянин и др., 2003; Горячев, 2006; Горячев, Гамянин, 2006; Жмодик и др., 2008; Горячев и др., 2011; Борисенко и др., 2012]. Все они формировались в разнообразных геодинамических обстановках в результате активного движения коровых тектонических блоков разной природы. Результатом субдукционных процессов (как фронтальных, так и тыловых частей окраинно-континентальных и островодужных магматических дуг) являются Au-Ag, Ag-Sb, Ag-Hg, Au-Sb, Ag-редкометалльные и Au-Bi месторождения. Коллизионные события вызвали образование Au-сульфидно-вкрапленных, Au-кварцевых, Au-Bi, Au-Ag-кварцевых объектов, а внутриплитный континентальный рифтогенез и формирование орогенных поясов вдоль границ скольжения блоков (плит) сопровождалось формированием Au-кварцевых, Au-Bi, Au-Ag, Au-Sb-Hg и комплексных руд [Горячев, 2006, 2010]. Во всех случаях, процессы формирования благороднометалльной минерализации сопровождаются проявлениями разнотипного магматизма и метаморфизма. В силу такого разнообразия на генезис благороднометалльного оруденения нет каких-либо общепринятых взглядов, конкурируют несколько гипотез, а именно, гидротермально-метаморфическая, плутоно-метаморфическая, плутоническая, глубинных флюидных потоков и, наконец, многоступенчатого концентрирования при ведущей роли осадочных комплексов.

Поскольку благороднометалльные (как и все рудные) месторождения формировались в верхних горизонтах коры, нередко в пространственно-временной ассоциации с коровым магматизмом, то многим исследователям представляется и коровое происхождение Au и Ag оруденения. Этому в немалой степени способствуют данные по изотопному составу S, а также Pb рудных минералов месторождений золота, которые указывают на коровый его источник [Горячев, 2003; Горячев и др., 2000]. В то же время для ряда месторождений (Au-Hg-Sb, Ag-Sb) показаны пространственно-временные связи с мантийными магматическими и рудными производными, что предполагает их формирование при исключительном влиянии мантийного вещества [Борисенко и др., 2012]. При рассмотрении пространственно-временных связей Au и Ag оруденения с магматизмом выявляется отчетливая ассоциация одних групп месторождений с «мантийными» [Таусон, 1989] гранитоидами и месторождениями меди и молибдена (окраинно-континентальные и островодужные магматические пояса обрамления Пацифика, латитовые интрузивы Монголо-Охотского орогенного пояса), а других – с палингенными (Яно-Колымский орогенный пояс, Оминка орогенный пояс и пр.) с типично коровой металлогенической ассоциацией с месторождениями W, Sn и полиметаллов. Изложенное выше свидетельствует об активной роли мантии в процессах орогенеза и формирования благороднометалльного оруденения. Собственно мантийные производные – Cu-Ni руды (Норильск, Сэдбери, Печенга, Кэйп Смит и др.) содержат промышленные концентрации благородных металлов, средние концентрации (г/т) которых варьируют в широких пределах (Ag 2-126; Au 0.042-4.307; Pt 0.208-28.395; Pd 0.051-67.26; Ir 0.009-0.264; Ru 0.006-1.553; Rh 0.022-0.625; Os 0.001-0.441) [Barnes and Lightfoot, 2005]. Согласно этим исследователям в рудах присутствуют (г/т) As (0.51-142), Sb (0.15-34.54), Se (70-135), а также (Додин и др., 2002) Te (1-47 г/т) и Bi, образующие собственные минералы с платиноидами (PGE) в рудах. Т.е. мы можем говорить о чисто мантийной ассоциации: PGE, Au, Ag, Cu, Ni, (Te, Se).

Эти сопутствующие элементы постоянно отмечаются в составе Au и Ag руд месторождений Северо-Востока Азии, часто образуя собственные минеральные формы и определяя их минеральные типы. При этом их средние концентрации (г/т) в золотых рудах, локализованных в терригенных осадках и гранитоидах, являются заметно более высокими для As (4152-6531), Bi (3.2-34.6) при относительно низких для Te (до 34.3) и Sb (4.3-13.3). К ним следует добавить постоянное присутствие W и спорадическое Pb, Sn, Mo, что позволяет предполагать чисто коровую ассоциацию: Au, Ag, As, W, Bi, Sb (Te, Sn).

В некоторых месторождениях (Нежданинское, Дегдекан, Наталка, Павлик и др.) установлены аномально высокие концентрации PGE: в золото-сульфидно-вкрапленных и золото-кварцевых дайковых коллизионных до 50 г/т [Гончаров и др., 1995; Алпатов и др., 2002; Ханчук и др., 2011; Goryachev, 2007]; в золото-висмутовых – до 1-5 г/т, а в монофракциях арсенопирита и пирита до 25 г/т [Гамянин и др., 2007; Goryachev, 2007; Goryachev et al., 2012], и выявлены их минеральные формы [Молчанов и др., 2000; Горячев и др., 2011, 2012]. Спецификой орогенных руд золото-сульфидно-вкрапленного и золото-висмутового типов является также присутствие в них минералов Ni и Co (герсдорфит, кобальтин, раммельсбергит, никелин) [Гончаров и др., 2002; Sotskaya, Goryachev, 2012] и даже таких необычных, как паркерит [Горячев и др., 2004], типовых для медно-никелевых руд Садбери. Кроме того, эти руды нередко ассоциируют с дайками долеритов и диорит-порфириров и с небольшими плутонами «мантийных» гранитоидов. Все изложенное предполагает участие мантийных производных в формировании благороднометалльных орогенных руд.

Сравнительный анализ минералого-геохимических особенностей разных орогенных месторождений золота: докембрийских Фенноскандии; палеозойских Восточного Саяна, мезозойских Монголо-Охотского и Яно-Колымского поясов [Горячев, 2010₁], наряду с материалами по северному обрамлению Пацифика, показал следующее. Для архея и протерозоя характерно широкое распространение золото-кварцевого и золото-сульфидного оруденения и значимых различий между, так называемыми, орогенными и связанными с

гранитоидами месторождениями Au нет. В конце протерозоя (Енисейский кряж) и в раннем палеозое (Восточный Саян) появляется самостоятельное золото-висмутовое, связанное с гранитоидами оруденение. В позднем мезозое золото-висмутовое оруденение отчетливо отделяется от мезотермального золото-кварцевого («орогенного»), занимает самостоятельное место и имеет промышленное значение (Аляска). Т.е. намечается определенная дифференциация минерального вещества орогенных золоторудных месторождений во времени по мере роста коры. В древних орогенных золото-кварцевых жилах турмалин является хоть и редким, но обычным минералом, равно, как и минералы Bi и Te, в то время, как в фанерозойских золоторудных месторождениях они концентрируются в самостоятельном золото-висмутовом типе. Минералы Sb больше концентрируются в мезотермальном орогенном оруденении золото-кварцевого типа. Минералы As равно встречаются во всех типах орогенного оруденения на всех этапах его проявления. Выявляется также определяющая роль субстрата в пространственном распределении разных типов золотой минерализации и в ее металлогенических ассоциациях с другими типами оруденения. Наибольшее разнообразие наблюдается там, где преобладает сиалический коровый субстрат.

Для орогенных месторождений золота типичен сравнительно узкий диапазон вариаций изотопного состава S сульфидов руд с некоторым преобладанием тяжелого изотопа ($-2\div+9\%$) для месторождений протерозоя и раннего палеозоя, локализованных в фемических террейнах, а также для мезозойских месторождений Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского поясов границ скольжения плит ($-4.6\div+7.8\%$), где, кстати, наблюдается и ассоциация их с Au-Ag и Sb-Hg [Горячев, 2010]. Для сульфидов же коллизионных позднемезозойских месторождений Яно-Колымского пояса характерны весьма широкие вариации изотопного состава S ($-15.8\div+3\%$) с преобладанием легкой серы. Такая тенденция отражает большее участие коровых процессов в формировании орогенных руд золота в позднем мезозое. Для жильных карбонатов устанавливается общее поле изотопных составов углерода и кислорода независимо от возраста, что может свидетельствовать о близких физико-химических условиях их формирования. Изотопный состав Pb галенитов и арсенопиритов указывает на коровые и подкоровые источники металлов и значительную роль мантийного вещества в формировании древних месторождений и месторождений трансформных окраин, вследствие высокой активности мантии. Можно предположить также, что в фанерозое индикатором высокой активности мантии (плюмы) являются ассоциации Au-Ag, Ag-Sb-Ni-As и Au-Sb-Hg типов месторождений [Модельный..., 2009].

Исследования поддержаны проектом ДВО РАН № 12-II-CO-08-030.

Литература

Алпатов В.В., Гамянин Г.Н., Коробейников А.Ф. Нежданинское уникальное (платиноидно)-золоторудное месторождение // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 730-740.

Борисенко А.С., Спиридонов А.М., Изох А.Э., Прокопьев А.В., Лебедев В.И., Гаскль И.В., Зорина Л.Д., Костин А.В., Наумов Е.А., Третьякова И.Г. Высокопродуктивные этапы базитового и гранитоидного магматизма Северной Азии, оценка их ресурсного потенциала, научное обоснование критериев прогноза и поисков крупных месторождений (Cu-Ni-Pt, Co, Au и редкие металлы) // Проблемы минерагении России. 2012. С. 237-252 http://onznnews.wdcb.ru/ebooks/minerageny/chap_1.1.13.pdf (Рундквист Д. В., Н. С. Бортников, Ю. Г. Сафонов, Ред. (2012), Проблемы минерагении России, Изд. ГЦ РАН, Москва, 534 с., doi:10.2205/2012minerageny-2012)

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю. Типы серебряного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22, № 6. С. 113-126.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Савва Н.Е. Рудно-магматические системы и металлогения золота и серебра Северо-Востока Азии // Геология и геофизика, 2007. Т.48. № 11. С. 1176-1188.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. и др. Платиноносность золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Северо-Востока России: проблемы и перспективы // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 2. Кн. 2. С. 156-161.

Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006. № 1. С. 2-16.

Горячев Н.А. Орогенные месторождения золота в пространстве и времени // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Тр. Всеросс. Конф. Апатиты: К&М, 2010₁. С. 31-35.

Горячев Н.А. Орогенные месторождения золота как металлогенические индикаторы происхождения складчатых поясов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении: XXI Междунар. научн. конф., посвящ. 100-летию академика В.И.Смирнова; Москва, МГУ имени М.В.Ломоносова, 26-28 января 2010 г.: М.: МАКС Пресс, 2010. Том 1. С. 81-92.

Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 143 с.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – 202 с.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 50-62.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Заякина Н.В., Попова С.К., Сидоров В.А. Первая находка сурьмянистого паркерита на Северо-Востоке России // Докл. РАН, 2004. Т. 399. № 4. С.1-4.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Лескова Н.В. Серебро-сурьмяная минерализация Яно-Колымского пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 2. С.12-26.

Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Горячева Е.М., Михалицына Т.И., Маньшин А.П. Первая находка минералов платиновой группы в черносланцевых золотых рудах месторождения Дегдекан на Северо-Востоке России // Докл. РАН, 2011₁. Т. 439, № 1. С.79-82.

Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Михалицына Т.И., Горячева Е.М., Маньшин А.П. Оценка Au-Pt-Pd-Ni в рудах типовых месторождений (Наталка, Дегдекан) в черносланцевых толщах Яно-Колымского золоторудного пояса // Проблемы минерагении России (Вестник ОНЗ РАН спецвыпуск). 2012. С. 325-336 http://onznnews.wdcb.ru/ebooks/minerageny/chap_1.1.18.pdf

Горячев Н.А., Чарч С., Ньюберри Р.Дж. Контраст в свинцово-изотопных характеристиках золоторудных месторождений Северо-Востока Азии и Аляски // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тр. Всеросс. Конф. Т.1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 149-157.

Додин Д.А., Додина Т.С., Дюжиков О.А., Неручев С.С. Норильско-Талнахский рудный гигант // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 664-682.

Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). – Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2008. – 304 с.

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / В.Н.Шарапов и др. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. – 409 с.

Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г., Горячев Н.А. Палладий-золото-редкометалльная минерализация Оемкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) // Докл. РАН, 2000. Т. 375, № 4. С. 518-520.

Таусон Л.В. Магмы и руды // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. – Новосибирск: Наука, 1989. С. 5-17.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интрепериодика», 2001. – 571 с.

Ханчук А.И. Плюснина Л.П., Никитенко Е.М., Кузьмина Т.В., Баринов Н.Н. Распределение благородных металлов в черных сланцах золоторудного месторождения Дегдекан (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 2. С. 3-11.

Barnes S.J., Lightfoot P.C. Formation of Magmatic Nickel Sulfide Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum Group Elements Contents // Economic Geology 100th Anniversary Volume. Littleton: SEG Inc., 2005. P. 179-213.

Goryachev N.A. Granitoid-related and granitoid-hosted Au lode deposits of northeast Asia // Ores and Orogenesis. A Symposium Honoring the Career of William Dickinson. Program with Abstracts. September 24-30, 2007. Tucson, Arizona. 2007. P. 106.

Goryachev N.A., Sotskaya O.T., Goryacheva E.M., Mikhailsynina T.I. Platinum Group Minerals in orogenic gold ores of Far East Russia // LIMA2012 XVI PERUVIAN GEOLOGICAL CONGRESS & SEG Conference Abstracts CD.

Sotskaya O.T., Goryachev N.A. About micromineralogy of «black shale» disseminated-sulfide ores of the North-East Russia // Baikal International Conference «Geology of Mineral Deposits» Ulan-Ude, Enkhalyk on the Baikal, March 20-24. Abstracts. Ulan-Ude, 2012. P. 27.

НЕОАРХЕЙСКИЕ САНУКИТОИДЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Гусев Н.И., Ларионов А.Н.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,
г. Санкт-Петербург, e-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru*

Монцониты, отождествляемые с санукитоидами, установлены в северо-восточном крыле Котуйкан-Монхолинской тектонической зоны, разделяющей Маганский (на юго-западе) и Далдынский (на северо-востоке) блоки архейских гранулитов Анабарского щита. Она протягивается в северо-западном направлении на 300 км при ширине от 25-30 км в средней части и до 60-70 км в южной и северной частях, имеет линзовидно-блоковое строение с широко проявленным катаклизом и представляет крупную зону диафтореза и тектонического меланжа [Смелов и др., 2002]. Контакты с гранулитовыми блоками тектонические. Котуйкан-Монхолинская зона сложена в основном мигматит-гнейсовыми образованиями верхнеламауйкского комплекса, в составе которого преобладают интенсивно мигматизированные и гранитизированные биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, часто гранатсодержащие гнейсы и амфиболовые кристаллические сланцы с горизонтами кварцитов и глиноземистых гнейсов. Степень наложенного метаморфизма неравномерная, местами сохранились участки гранулитов [Лутц, Оксман, 1990; Смелов и др., 2002].

Изученный авторами Усть-Монхолинский монцонитовый массив расположен в левом борту р. Монхоло в 4 км от устья. Массив вытянут в северо-западном направлении, имеет форму линзы размером 5×2 км. Вмещающие породы представлены биотитовыми гранито-гнейсами и мигматитами верхнеламауйкского комплекса. Массив сложен крупнозернистыми слабогнейсовидными порфиробластическими амфибол-биотитовыми монцонитами (мангеритами по мнению [Лутц, Эринчек, 1971]).

Текстура пород пятнистая, большинство визуально наблюдаемых порфиробластов сложено гломеропорфиновыми сростками плагиоклаза размером до 1 см в поперечнике, составляющими 25-40% породы. Преобладает сосюритизированный андезин (№45) – 15-

30%, замещаемый относительно свежим олигоклазом (№ 22-25) – 10%. Кварц (15-20%) в виде мелких зерен вкраплен в нематобластовую ткань вокруг гломеропорфировых сростков плагиоклаза, иногда мирмекитизированного на границе с зернами калишпата. Редкие линзовидно-удлиненные порфиробласты решетчатого микроклина обычно составляют около 15%. Темноцветные минералы представлены преобладающей сине-зеленой роговой обманкой (15-20%), иногда в виде крупных пойкилобластовых выделений с мелкими вкраплениями плагиоклаза и кварца. Зеленовато-бурый биотит (5-10%) замещает роговую обманку и образует совместные с ней крупные неправильные по форме скопления размером до 1.5 см в поперечнике. Внутри таких агрегатов изредка встречаются реликты клинопироксена (диаллаг, 2V 40-45°). Аксессуарные минералы представлены сфеном (до 2%), обычно размещенным внутри агрегатов биотита, единичными зернами ильменита, обрастающего сфеном и округлыми выделениями апатита. Вблизи границы с вмещающими гранитогнейсами верхнеламауйского комплекса монцониты преобразованы в линзовидно-полосчатые амфибол-биотитовые гнейсы, но содержание калишпата в них даже ниже, чем во внутренней части массива.

Геохимические особенности. Монцонитам Усть-Монхолинского массива свойственна выдержанность химического состава, слабо изменяющаяся в зависимости от дислокационных преобразований и вторичных изменений. Монцониты умереннощелочные (табл.): содержание SiO₂ около 57%, Na₂O+K₂O 5.8-6.4%, высококалиевые и метаглиноземистые (А/СНК 0.79-0.86, А/НК 1.85-1.86). Характерна двойственность геохимических характеристик пород, которая выражается в сочетании повышенных содержаний как совместимых (К, Ва, Sr), так и несовместимых (Mg, Cr, Ni, Co) элементов, свидетельствующая о корово-мантийном взаимодействии при образовании монцонитов. По отношению к составу примитивной мантии монцониты обеднены Та, Nb, Th, Р, Ti, обогащены К, Ва и, особенно, Pb (рис. 1, а). Характерны повышенные значения отношений К/Nb 3081-4494, V/Cr 1.4-1.6 и низкие значения Rb/Sr 0.07-0.10. По величине отношений Ce/Yb 39-52 и Ta/Yb 0.16-0.2 монцониты на диаграмме Ce/Yb–Ta/Yb [Pearce, 1982] размещаются в поле шошонитов.

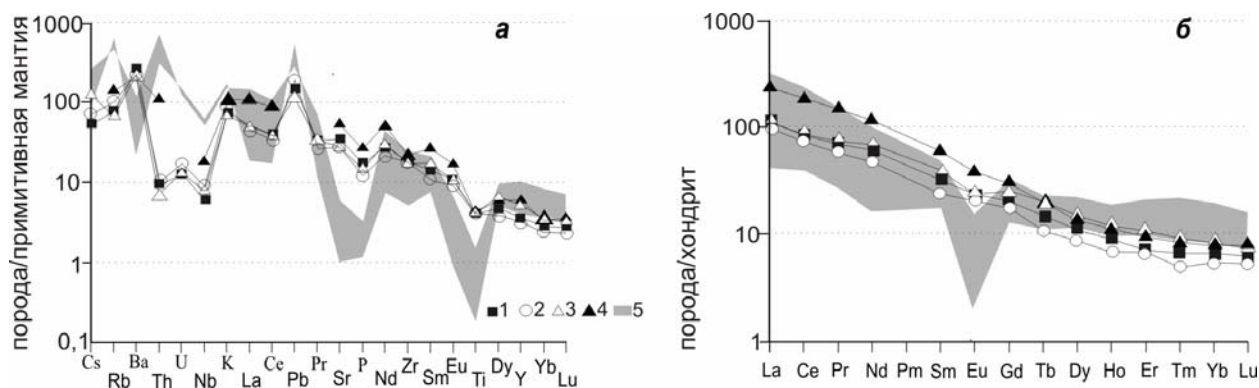


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для Усть-Монхолинского массива и вмещающих гранитоидов.

При нормировании использованы составы примитивной мантии и хондрита [Sun, McDonough, 1989]. 1-3 – Усть-Монхолинский массив: 1 – беспироксеновые биотит-амфиболовые монцониты; 2 – пироксенсодержащие монцониты центральной части массива; 3 – гнейсовидные монцониты краевой части массива; 4 – средний состав санукитоидов по [Martin et al., 2009]; 5 – поле биотитовых гранитогнейсов и мигматитов верхнеламауйского комплекса, вмещающих Усть-Монхолинский массив.

Геохимические характеристики монцонитов Усть-Монхолинского массива
и типовых санукитоидов

Компоненты	SiO ₂	K ₂ O	MgO	Ni	Cr	Ba	Sr
Ед. измер.	масс. %			г/т			
1	56-57.7	2.0-2.65	3.8-4.6	34-45	89-110	1530-1810	582-733
2	55-70	1.5-5.0	1.5-9	18-82	58-143	822-1712	514-910
Отношения	Na ₂ O/K ₂ O	A/CNK	Mg#	Sr/Y	(La/Yb) _N	(Gd/Er) _N	Eu/Eu*
1	1.43-1.83	0.79-0.86	52-53.5	28-41	13-18	2.39-2.87	0.74-1.02
2	0.5-3	0.8-1.08	45-65	25-44	20-60	2-6	0.65-0.83

1 – монцониты Усть-Монхолинского массива (среднее из 3 проб), 2 – геохимические характеристики типовых санукитоидов по [Helimo et al., 2010; Martin et al., 2009]. Расчет $A/CNK = Al/(Ca + Na + K)$ и $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ в молекулярных количествах.

Характерно выдержанное содержание редкоземельных элементов (рис. 1, б): $\Sigma P3Э$ 143-180 г/т, умеренный отрицательный наклон кривых распределения P3Э, $(La/Yb)_N$ 13-18, отсутствие или слабая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* 0.92-1.02 и 0.74 в разгнейсованных монцонитах). По геохимическим критериям [Helimo et al., 2010; Martin et al., 2009] (табл.) и с учетом содержания TiO₂ 0.84-0.87%, монцониты Усть-Монхолинского массива соответствуют низкотитанистым санукитоидам. Только содержание легких P3Э и, как следствие, отношение $(La/Yb)_N$ несколько ниже типового по [Martin et al., 2009]. В то же время, содержания (г/т) La 30.4-35.1, Ce 59.7-68.9, Pr 7.05-9.18 и других легких P3Э в монцонитах Усть-Монхолинского массива практически перекрываются со средними величинами (по 50 пробам) в санукитоидах Западно-Карельского и Кольского регионов: La 37.8, Ce 72.8, Pr 8.1 [Halla et al., 2009]. Величина $(La/Yb)_N$ контролируется резидуальным гранатом в процессе плавления [Martin et al., 2009], что дает основание предполагать его низкое содержание при образовании монцонитов Усть-Монхолинского массива.

На дискриминационных диаграммах Na₂O/K₂O–(Ba+Sr), (Gd/Er)_N–MgO, (Ba+Sr)–Er, (Ba+Sr)/1000–Er–1/Er [Halla et al., 2009; Helimo et al., 2010] монцониты Усть-Монхолинского массива однозначно определяются как санукитоиды. На диаграммах с отношениями высокочargedных элементов Th/Ta, Th/Hf, Ta/Hf, Th/Yb и Ta/Yb по [Shandl, Gorton, 2002] монцониты размещаются в поле внутриплитных вулканических зон.

Геохимические характеристики окружающих гранитогнейсов и мигматитов верхнеламайского комплекса существенно отличаются от монцонитов Усть-Монхолинского массива (рис. 1). В гранитогнейсах значительно сильнее выражены положительные аномалии K, Rb, Th, Pb, проявлены отрицательные аномалии Ba, Sr и более резкие P и Ti. Характерны широкие вариации $\Sigma P3Э$ 73-408 г/т и «глубокий» Eu-минимум (Eu/Eu^* 0.14-0.39).

Возраст монцонитов. Датирование монцонитов выполнено U-Pb методом по циркону (SHRIMP II). Циркон представлен однотипными розоватыми и коричневыми прозрачными и полупрозрачными призматическими и субидиоморфными кристаллами. Размер зерен 150-400 мкм, коэффициент удлинения 1.5-3.

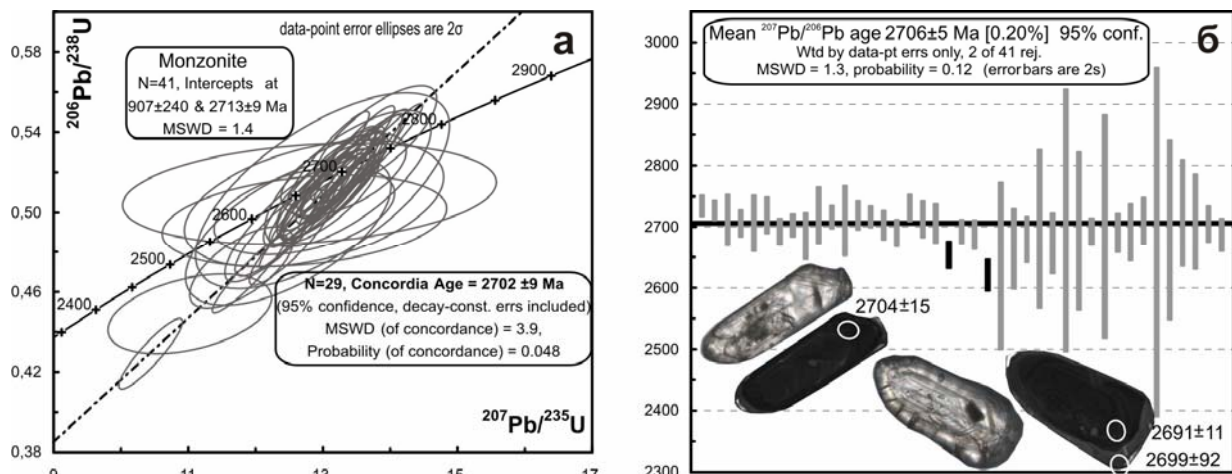


Рис.2. Возраст (SHRIMP II) санукитоидов Усть-Монголинского массива

В нижней части рис. 2, б показаны типовые цирконы из монцитов Усть-Монголинского массива в оптическом и катодоллюминесцентном изображениях с результатами определения возраста в млн лет. Диаметр белых кружков 20 мкм.

В оптическом изображении отчетливо проявлена тонкая концентрическая ростовая зональность, но в катодоллюминесцентном изображении она видна плохо: зональность нарушенная, более грубая и «размытая». В большинстве зерен наблюдаются светло-серые однородные каймы обрастания шириной 10-50 мкм и тонкие (шириной 2-3 мкм) белые каймы и наросты на концах призматических зерен. Внутренние части зерен характеризуются содержаниями U 288-793 г/г, Th 175-644 г/г, отношением Th/U 0.76. Светло-серые каймы беднее U 73-104 г/г и Th 28-60 г/г, отношение Th/U 0.57. Белые наросты и каймы из-за малых размеров не изучены.

Результаты 29 (из 41) анализов образуют кластер с конкордантным возрастом 2702±9 млн лет (рис. 2, а). Близкое значение 2713±9 млн лет дает верхнее пересечение линии дискордии, построенной для всех 41 измерений. Возраст кайм не отличается от возраста внутренних частей кристаллов (рис.2, б – нижняя часть.) Аналогичная дата 2706±5 млн лет получена по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 2, б), свидетельствуя о хорошей сохранности U-Pb системы изученных цирконов.

Модель формирования низкотитанистых санукитоидов подразумевает взаимодействие тоналит-трондьемит-гранодиоритовых расплавов и мантийных перидотитов [Martin et al., 2009]. Участие мантийного и корового вещества в формировании монцитов Усть-Монголинского массива подтверждается величиной $\epsilon\text{Nd}(T_{2700})$, варьирующей от +3.5 в пироксеносодержащих монцитах до -2.4 в беспироксеновых разностях. Модельный возраст протолита пироксеносодержащих монцитов, рассчитанный по одностадийной и двухстадийной моделям эволюции изотопного состава неодима, совпадает и составляет 3.2 млрд лет. Модельный возраст протолита беспироксеновых монцитов также имеет близкие значения по одно- и двухстадийной моделям и составляет 2.75 млрд лет. Столь существенные вариации изотопного состава неодима могут быть связаны с переменным вкладом древней, вероятно мезоархейской, коры и ювенильного материала в их генезис.

Окружающие гранитогнейсы верхнеламауйского комплекса имеют значительно более молодой U-Pb возраст (SHRIMP II). Для мусковитсодержащих гранитогнейсов он составляет по нашим данным 1858 ± 6 млн лет (СКВО 0.99), для биотитовых гранитогнейсов по данным [Молчанов и др., 2011] 1916 ± 9 млн лет (СКВО 0.009). Гранитогнейсы сформированы за счет переплавления архейской континентальной коры, имеют значительную отрицательную величину $\epsilon\text{Nd}(T_{1850}) -8.5$ и модельный возраст протолита 2.74 млрд лет.

Таким образом, неоархейские монциты Усть-Монголинского массива, классифицируемые как санукитоиды, являются тектоническим останком архейских пород среди протеройских гранитогнейсов. В приустьевой части р. Монголо по данным [Геологическая..., 1985] закартировано еще пять тел того же состава, что и Усть-

Монхолинский массив, на общей площади 20×4 км. Вероятно, такой размер имел неоархейский массив санукитоидов, в настоящее время рассеянный обширными зонами протерозойской гранитизации. Хорошая сохранность изотопных систем в останцах санукитоидов объясняется, видимо, разными физико-механическими и фильтрационными свойствами интрузивных пород и вмещающих гранулитов. Вероятно, более монолитные и крепкие монзониты оказались устойчивее к дислокационным и метасоматическим процессам, чем вмещающие стратифицированные гранулитовые толщи.

Литература

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы R-49-XIX, XX. – М. – 1985.

Молчанов А.В., Князев В.Ю., Худoley А.К. Тектоно-флюидитные зоны Анабарского щита и их рудносоность // Региональная геология и металлогения. 2011. №47. С. 96-106.

Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. – М.: Наука, 1990. – 260с.

Лутц Б.Г., Эринчек Ю.М. Геологическое строение Котуйкан-Монхоольской зоны глубинного разлома на Анабарском щите // Геология и золотоносность докембрия Якутии. Мат. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 19. 1971. С. 101-109.

Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Амузинский В.А., Коваль С.Г., Иванов А.С. Новые данные о составе и рудносоности Котуйканской зоны тектонического меланжа // Отечественная геология. 2002. №4. С. 45-49.

Halla J., van Hunen J., Heilimo E. Geochemical and numerical constrains on Neorhean plate tectonics // Precambrian Research. 2009. V. 174. № 1-2. P. 155-162.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neorhean western Karelian Province (Finland) // Lithos. 2010. V. 115. № 1-4. P. 27-39.

Martin H., Moyen J.-F., Rapp R. Sanukitoids and the Archaean-Proterozoic boundary // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 2009. V.100. P. 15-33.

Pearce J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // In: Thorpe R. S. (ed.) Andesites. NewYork: JohnWiley. 1982. P. 525-548.

Shandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments // Economic Geology. 2002. V. 97. № 3. P. 629-642.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

ГЕОХИМИЯ ПРОДУКТОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА (ОСТРОВ МАТУА, ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА).

Дегтерев¹ А.В., Рыбин¹ А.В., Мелекесцев² И.В., Разжигаева³ Н.Г.

¹*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
e-mail: d_a88@mail.ru*

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

³*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*

В настоящее время тефрохронологические исследования занимают ведущие позиции при реконструкции палеовулканологических и палеогеографических событий голоцена, при чем, как непосредственно в вулканических районах [Брайцева и др., 1978; Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2004 и др.], так и за их пределами [Сахно и др., 2010; Rasmussen et al., 2003 и др.]. На территории нашей страны наибольшие успехи в этом направлении достигнуты на Камчатке, где тефрохронологические исследования с целью реконструкции истории эруптивной деятельности действующих и потенциально активных вулканов проводятся с начала 70-х годов. За это время реконструирована история активности большинства голоценовых вулканов полуострова, для наиболее опасных из них составлен и научнообоснован долгосрочный прогноз [Мелекесцев, 2009 и др.].

В отличие от Камчатки, территория Курильских островов в этом отношении изучена слабо: исследованиями по реконструкции вулканической активности затронута лишь южная (Кунашир, Итуруп) и северная (Онекотан, Парамушир) оконечности Курильской островной дуги [Мелекесцев, 2009 и др.; Разжигаева, Ганзей, 2006]. Наиболее существенным пробелом остаются Центральные Курилы – удаленная и труднодоступная группа островов, исследование которой начато только в последние годы, в основном благодаря экспедициям Курильского Биокомплексного проекта [<http://depts.washington.edu/ikip/index.shtml>].

Мощное эксплозивно-эффузивное извержение в. Пик Сарычева (остров Матуа, Центральные Курилы) в июне 2009 г. инициировало начало специальных тефрохронологических и геолого-вулканологических работ, направленных на реконструкцию эруптивной истории вулкана в голоцене [Левин и др., 2010; Degterev et al., 2011]. В данной работе представлены первые результаты изучения вещественного состава голоценовой тефры о. Матуа, проведенного с целью получения представления о характере геохимической эволюции в. Пик Сарычева и идентификации горизонтов транзитных пеплов.

Действующий вулкан Пик Сарычева (48.092°N, 153.20°E, абс. выс. 1446 м) занимает северо-западную часть о. Матуа, расположенного в центральной части Курильской островной дуги. Вулкан построен по типу Сомма-Везувий и состоит из плейстоценового вулкана Матуа с вершинной кальдерой и молодого конуса Пик Сарычева [Горшков, 1967]. Остатки постройки вулкана Матуа к настоящему времени сохранились лишь в юго-восточной части острова. Предполагается, что его северо-западная часть опущена по плоскости сброса. Фундаментом вулканических построек выступают слабодислоцированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, возраст которых, по данным К-Аг-датирования составляет ~1.61 млн лет [Ishizuka et al., 2011].

Голоценовая эруптивная история вулкана Пик Сарычева предварительно подразделена на 3 главных этапа [Левин и др., 2010; Арсланов и др., 2011; Degterev et al., 2011]: (1) кальдерообразующий (поздний плейстоцен-ранний голоцен), (2) «андезитовый» (большая часть голоцена) и (3) «андезибазальтовый» (~500 л.н. – настоящее время).

В историческое время извержения в. Пик Сарычева зафиксированы в 1765±5, 1878-1879, 1923, 1928, 1930, 1946, 1954, 1960, 1976 и 2009 гг. [Горшков, 1967; Андреев и др., 1978]. Последнее из них – мощное эксплозивно-эффузивное извержение вулкана в июне 2009 г. – по ряду своих параметров было сопоставимо с крупнейшими извержениями вулканов Курильской островной дуги в XX веке.

В предлагаемом сообщении представлены первые результаты изучения вещественного состава голоценовой тефры острова Матуа, проведенного с целью получения представления о характере геохимической эволюции вулкана Пик Сарычева и идентификации горизонтов транзитных пеплов.

Материалы получены в ходе совместных экспедиционных работ, проведенных в августе 2010 г. сотрудниками институтов ДВО РАН: Института морской геологии и геофизики, Института вулканологии и сейсмологии, Тихоокеанского института географии [Левин и др., 2010]. Исследования проводились в рамках традиционной методики, разработанной О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцевым, Л.Д. Сулержицким и В.В. Пономаревой для реконструкции эруптивной деятельности действующих и потенциально активных вулканов Камчатки. Принципы методики изложены в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях [Брайцева и др., 1978; Braitseva et al., 1997; Ponomareva et al., 2004 и др.].

Всего в ходе полевых исследований было изучено более 10 разрезов почвенно-пирокластического чехла (ППЧ), сформированного в обрамлении вулкана Пик Сарычева в юго-восточной части острова Матуа. По результатам радиоуглеродного датирования, выполненного на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета, установлено, что ППЧ о. Матуа имеет голоценовый возраст [Арсланов и др., 2011]. В качестве опорного для изучения вещественного состава был выбран разрез (зачистка) в бухте Двойная (№ 45/10, координаты: 48°04.155' с.ш., 153°16.046' в.д.). В нем зафиксирована полная голоценовая летопись эксплозивной активности вулкана Пик Сарычева и найдено наибольшее количество горизонтов тефры (свыше 50).

В позднеголоценовой части разреза идентифицировано два горизонта транзитных пеплов (СКг и Us), которые на территории Центральных Курил, и в частности о. Матуа, ранее были выделены японскими исследователями [Nakagawa et al., 2011]. Первый из них представлен маркирующим пеплом СКг (~2400 л.н.). Его предполагаемый источник находился на острове Итуруп. Второй относится к кальдерообразующему извержению вулкана Ушишир (~1900 л.н.). [Nakagawa et al., 2011]. В среднеголоценовой части разреза авторами обнаружены горизонты тефры (№ 44а, 60, 62), геохимические характеристики которых также позволяют предположить, что их источник находился за пределами о. Матуа.

Химический состав тефры был изучен в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток). Определение содержаний H_2O , п.п.п., SiO_2 выполнено методом гравиметрии аналитиком В.Н. Каминской, микроэлементов – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (Thermo Electron Corporation, США) аналитиками Г.И. Горбач, Е.А. Ткалиной, Н.В. Хуркало.

Основным источником тефры о. Матуа являлся в. Пик Сарычева, действовавший на протяжении всего голоцена. ППЧ, образованный горизонтами его пирокластики, наилучшим образом сохранился в южной части острова, благодаря уплощенному рельефу. Средняя мощность ППЧ, сформированного в результате посткальдерной голоценовой активности в. Пик Сарычева, составляет около 6 м.

По уровню содержания SiO_2 (здесь и далее – содержание петрогенных элементов дается в пересчете на 100% сухого вещества) изученные образцы тефры варьируют в диапазоне от базальтов (48.9 мас. %) до дацитов (65.4 мас. %). Наиболее распространены андезибазальты и андезиты (рис. 1а). На классификационной диаграмме K_2O-SiO_2 составы вулканитов ложатся в поле умереннокалиевой серии (рис. 1б). По соотношению SiO_2-FeO^*/MgO образцы тефры в. Пик Сарычева соответствуют породам толеитовой серии (рис. 1в), за исключением образцов из первой группы. На диаграмме АФМ большинство фигуративных точек попадает в поле известково-щелочных пород, располагаясь вблизи границы, разделяющей эти серии (рис. 1г).

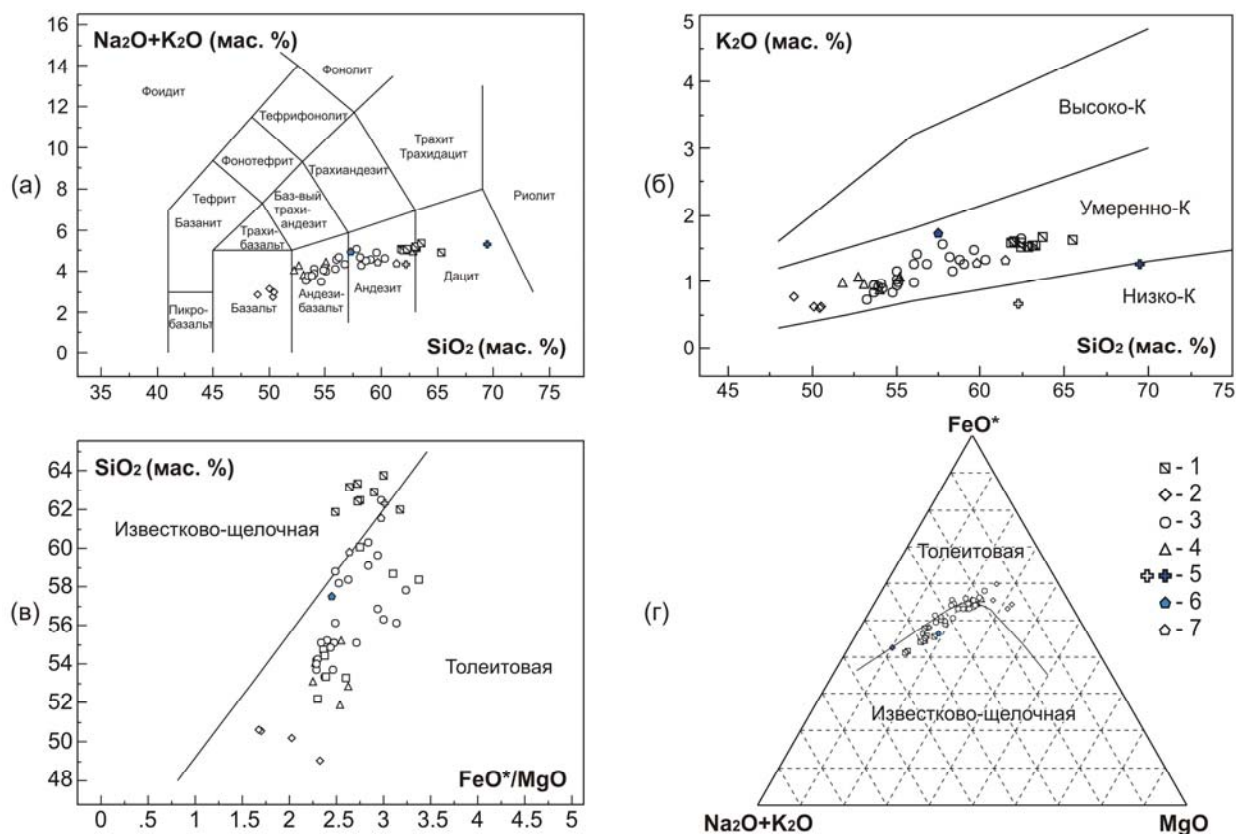


Рис. 1. Классификационные диаграммы для образцов голоценовой тефры о. Матуа: (а) TAS-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) для классификации и номенклатуры вулканических пород [Le Bas et al., 1986]; (б) диаграмма $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [Peccherillo, Taylor, 1976], с изменениями; (в) диаграмма $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ [Miyashiro, 1974]; (г) AFM-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$) [Irvine, Bargar, 1971]. 1-4 – тефра в. Пик Сарычева, 5-7 – удаленная тефра, подробное описание в тексте.

С увеличением SiO_2 концентрации щелочей возрастают. Содержания когерентных элементов (Co и V) базальтовой тефры составляют соответственно 27-33 и 269-299 г/т, в андезитовой и дацитовой 7-13 и 90-143 г/т. Обратная картина характерна для большинства некогерентных элементов и литофильных (LILE). Концентрации Rb и Ba в базальтах составляют 9-10 и 151-212 г/т, в андезитах и дацитах 20-32 и 335-487 г/т. Вариации Th и U несколько отклоняются от этой закономерности в отношении образцов базальтовой тефры, которые, несмотря на минимум SiO_2 , не являются наименее обедненными этими элементами. Кроме того, исключение составляет Sr, имеющий обратную зависимость от содержания SiO_2 .

Спектры распределения нормированных значений микроэлементов в изученных образцах тефры проявляют типичные островодужные признаки: относительно высокие концентрации LILE и LREE (легких редкоземельных элементов), при характерных низких значениях HFSE (высокозарядных элементов). Представленные результаты хорошо согласуются с полученными в последнее время данными по геохимии четвертичных вулканитов Курильской островной дуги [Мартынов и др., 2010]. Наблюдаемые незначительные вариации по уровню содержания микроэлементов в выделенных группах тефры отражают ее разный состав (рис. 1а).

Таким образом, на протяжении последних 10 тыс лет вещественный состав эксплозивных продуктов в. Пик Сарычева изменялся от андезитов и дацитов в раннем голоцене через андезиты и андезибазальты, преобладавшие в среднем голоцене, до андезибазальтов – с позднего голоцена по настоящее время включительно. В целом общий тренд эволюции вулканитов имеет антидромную направленность. При этом разновозрастные пепловые прослои образуют единый эволюционный тренд, свидетельствующий об их происхождении в результате одного дифференционного процесса.

Литература

Андреев В.Н., Шанцер А.Е., Хренов А.П. и др. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1978. № 55. С. 35-40.

Арсланов Х.А., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г. и др. Возраст почвенно-пирокластического чехла и хронология вулканической активности на о. Матуа (Центральные Курилы) в голоцене // Материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты; СПб.: Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. С. 43-45.

Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др. Тэфрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюлл. вулканол. станций. 1978. № 54. С. 41-52.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. – М.: Наука, 1967. – 287 с.

Левин Б.В., Мелекесцев И.В., Рыбин А.В. и др. Экспедиция «Вулкан Пик Сарычева - 2010» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 152-159.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.-И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги//Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 1-25.

Мелекесцев И.В. Проблема выявления и диагностики действующих и потенциально активных вулканических образований Курило-Камчатской и Командорского звена Алеутской островных дуг // Вулканология и сейсмология. 2009. № 4. С. 3-29.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 365 с.

Сахно В.Г., Деркачев А.Н., Мелекесцев И.В. и др. Вулканические пеплы в осадках Охотского моря: идентификация по микро- и редкоземельным элементам // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. № 2. С. 1-8.

Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary research. 1997. V. 47. P. 125-139.

Degterev A., Rybin A., Melekestsev I., Razhjigaeva N. Quaternary eruptive history of Sarychev Peak volcano, Matua Island, the Kuriles // 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP-2011), August 25-30, 2011. Petropavlovsk-Kamchatskiy, 2011. P. 75-76.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523-548.

Ishizuka Y., Nakagawa M., Baba A. et al. Along-arc variations of K-Ar ages for the submarine volcanic rocks in the Kurile Islands // 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP-2011), August 25-30, 2011. Petropavlovsk-Kamchatskiy, 2011. P. 279-280.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 745-750.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321-355.

Nakagawa M., Baba A., Ishizuka Y. et al. Tephrostratigraphy of Kuril Islands: evaluation of Holocene eruptive activity of Kuril Arc // 6th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP-2009), June 22-26, 2009. Fairbanks, Alaska, 2011. P. 260.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology 1976. V. 58. P. 63-81.

Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al. The 7600 (¹⁴C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // Journal of Volc. and Geotherm. Res. 2004. V. 136. P. 199-222.

Rasmussen T.L., Wastegerd S., Kuijpers A. et al. Stratigraphy and distribution of tephra layers in marine sediment cores from the Faeroe Islands, North Atlantic // Marine Geology. 2003. V. 199. P. 263-277.

ПРОБЛЕМА СВЯЗИ ПЕГМАТИТОВ С ГРАНИТАМИ И ТИПЫ ГРАНИТНО-ПЕГМАТИТОВЫХ СИСТЕМ

Загорский В.Е., Макагон В.М.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: victzag@igc.irk.ru

Под гранитно-пегматитовыми системами понимаются участки (объемы земной коры), в которых процессы эволюции кислых расплавов сопровождаются образованием пегматитов. Гранитно-пегматитовые системы объединяют ассоциацию пространственно и (пара)генетически связанных гранитов, пегматитов, сингранитных и синпегматитовых метасоматитов. Поскольку пегматиты образуются в очень широком диапазоне геологических и термодинамических условий, особенности их связи с гранитами характеризуются значительным разнообразием. Если для сингенетических внутригранитных флюоритохрусталеносных миароловых (камерных) пегматитов тесная пространственная и генетическая связь с гранитами является характерной геологической особенностью, то в полях редкометалльных и слюдоносных пегматитов их связь с гранитами иногда очень ослаблена и даже проблематична, хотя в генетическом аспекте она всё же подразумевается. Традиционно большинством исследователей считается, что пегматитовые расплавы формируются на основе гранитной магмы в качестве её эманационно-кристаллизационного остатка. Однако возможности этой модели трансформации гранитной магмы в пегматитовую магму оказываются явно недостаточными для удовлетворительного объяснения широкого разнообразия и неоднозначности характера связи пегматитов с гранитами. Решение вопроса о «материнских» (пегматитоносных) гранитах часто основывается на пространственной близости пегматитов к тому или иному массиву гранитов, однако при отсутствии надежных изотопно-возрастных датировок для тех и других оно нередко оказывается ошибочным. Имеющиеся материалы позволяют выделить 4 варианта (сценария) пространственно-временных и генетических взаимоотношений пегматитов с гранитами, т.е. 4 типа гранитно-пегматитовых систем [Zagorsky, 2009].

Тип I. Для многих пегматитовых полей геохронологические данные указывают на значительный временной разрыв между формированием так называемых пегматитоносных гранитов и пространственно ассоциирующих с ними пегматитов. В наибольшей степени это характерно для полей с редкометалльной, в меньшей степени – с редкометалльно-редкоземельной геохимической специализацией. В разных регионах временной разрыв между гранитами и пегматитами колеблется от нескольких десятков до сотен миллионов лет. Крупное Гольцовое поле сподуменовых пегматитов в Урикско-Ийском грабене пространственно ассоциирует с Зимовнинским массивом гранодиоритов саянского комплекса, а Вишняковское поле танталоносных сподумен-петалитовых пегматитов в Елашском грабене – с Елашко-Тенишетским массивом гранодиоритов-низкощелочных гранитов того же комплекса. Для гранитов комплекса U-Pb методом получен возраст 1.86 млрд лет [Левицкий и др., 2002], тогда, как сподуменовые пегматиты Гольцового поля датируются Rb-Sr-методом в 1.69 млрд лет, а сподумен-петалитовые пегматиты Вишняковского месторождения – 1.49 млрд лет [Макагон и др., 2000], т.е. разница в возрасте между «саянскими» гранитами и пегматитами составляет 170 и 370 млн лет соответственно. Еще более значительный временной разрыв (около 1 млрд лет !) установлен для щелочных гранитов и пространственно тесно ассоциирующих с ними амазонитовых пегматитов в Кейвской структуре Кольского полуострова, обладающих близкой редкометалльно-редкоземельной геохимической специализацией, свойственной комплексам щелочных гранитоидов. Возраст щелочных гранитов – 2.67 млрд лет, тогда как возраст амазонитовых пегматитов – 1.67-1.7 млрд лет [Ветрин, Родионов, 2009]. В таких случаях возможно и необходимо выделять *самостоятельный пегматитовый этап* в истории магматизма пегматитоносных структур.

Тип II характеризуется *парагенетической связью пегматитов с гранитами при последовательном их внедрении* из одного или нескольких взаимосвязанных очагов в пределах единой магматической колонны. Примером может служить редкометалльная Завитинская полихронная гранитно-пегматитовая система в Восточном Забайкалье, для разных типов пород которой получены изотопно-возрастные данные U-Pb-методом [Загорский и др., 2011]. В ее пределах по структурно-текстурным особенностям, минеральному и химическому составам выделено три разновозрастных разновидности гранитов, объединяемых обычно в кукульбейский магматический комплекс: 1) порфировидные амфибол-биотитовые и биотитовые граниты (адамеллиты) (169.0±3.0 млн лет); 2) неравнозернистые двуслюдяные субщелочные граниты-лейкограниты (147.5±3.1 млн лет); 3) равнозернистые, участками мелкопегматоидные мусковитовые (иногда двуслюдяные) гранатсодержащие субщелочные граниты-лейкограниты (140.0±3.0 млн лет).

Таблица 1. Состав гранитоидов в разных типах гранитно-пегматитовых систем

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	68.02	70.06	74.33	61.68	66.47	66.29	66.64	69.32	74.98
TiO ₂	0.72	0.59	0.28	0.80	0.56	0.55	0.63	0.53	0.14
Al ₂ O ₃	14.56	12.54	11.15	14.84	15.06	17.14	15.18	14.58	13.10
Fe ₂ O ₃	4.39	6.03	3.78	7.03	5.83	3.85	5.13	4.72	2.72
MnO	0.06	0.10	0.05	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05
MgO	1.21	0.34	0.05	3.77	1.75	1.10	1.84	1.60	0.43
CaO	2.81	1.97	0.40	4.49	2.98	2.52	3.32	3.03	0.81
Na ₂ O	3.88	3.39	4.15	3.76	3.38	4.40	4.14	4.02	3.53
K ₂ O	3.55	4.44	4.81	2.56	3.46	1.78	1.66	2.61	4.13
P ₂ O ₅	-	-	-	0.24	0.16	0.24	0.16	0.12	0.01
П.п.п.	-	-	-	0.80	0.21	0.87	1.03	0.68	0.36
B	-	-	-	10	25	4	20	10	11
F	-	-	-	1860	815	1500	650	500	400
Li	13.8	34.9	80	120	95	305	38	33	30
Rb	84	126	252	149	152	146	85	105	235
Cs	-	0.5	3.4	20	8	24	5	7.9	21
Be	2.2	6.2	9.5	2.3	1.4	10.7	2.6	2.2	3.0
Sn	4	8.9	9.8	5.8	8.5	75	3.4	2.1	5.3
Sr	300	300	133	310	410	1560	320	335	110
Ba	700	1232	598	510	900	2000	910	565	1200
Pb	13	23	28	24	35	34	14	12.8	19
Zn	100	128	158	99	100	100	63	71	74
Ni	20	-	5.7	75	47	14	15	18.6	2.8
Co	18.5	-	-	24	17	7.8	11	10.8	1.0
Cr	60	2.2	0.3	240	71	18	18	27.4	3.3
V	87.5	10	0.7	100	68	36	42	59.2	1.0
Sc	-	-	-	24	13	8	11	9.8	2.7
La	33	70	87	14.3	21	93	49	38	65
Ce	76	148	169	38	50	208	83	74	117
Nd	46	78	79	28	23	71.1	27	33	55
Yb	7.0	10	12	2.06	1.97	1.19	1.5	1.88	4.1
Y	29	32.4	278	16	14.4	15.5	18	17	37
Ta	8	16.9	8.8	0.5	2.2	0.9	0.9	1.31	1.2
Nb	19	36.9	44.8	10.6	10.6	13.9	7.6	9.1	16
Zr	284	1092	715	210	224	167.5	170	185	275
Hf	-	-	12.8	6.5	7.1	4.7	5.5	5.0	7.7

Продолжение таблицы 1

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	67.90	73.50	73.50	74.60	71.64	72.24	5.75	75.22
TiO ₂	0.43	0.11	0.03	0.04	0.36	0.23	0.0	0.08
Al ₂ O ₃	16.00	15.00	15.50	15.20	14.59	14.63	13.38	13.99
Fe ₂ O ₃	3.16	1.36	0.96	1.01	2.54	2.03	1.1	1.10
MnO	0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.08	0.09	0.17
MgO	1.25	0.17	0.11	0.11	0.65	0.41	0.12	0.13
CaO	2.38	0.64	0.51	0.56	1.78	1.38	0.69	0.61
Na ₂ O	4.10	3.87	4.67	5.31	3.79	3.73	3.93	3.83
K ₂ O	3.52	4.43	4.11	2.25	4.11	4.78	4.40	4.57
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.29	0.11	0.12	0.08	0.03	0.04
П.п.п.	0.80	0.60	0.37	0.57	0.34	0.39	0.25	0.36
B	33	6	22	41	16	21	11	20
F	1100	1300	1000	1600	676	707	435	579
Li	76	222	83	116	40	70	54	94
Rb	170	413	339	248	153	163	263	441
Cs	20	34	33	12	5.1	13	6.5	12
Be	4.7	18	8.0	9.6	2.8	4.1	3.2	6.1
Sn	5.2	34	21	26	2.3	4.8	2.7	11
Sr	700	71	80	33	352	208	90	41
Ba	920	180	177	48	934	711	176	85
Pb	29	26	23	12	35	36	46	38
Zn	47	50	34	36	52	45	28	21
Ni	20	7.4	4.4	4.4	5.8	6.1	7.0	4.3
Co	12	1.0	1.0	1.4	6.5	4.0	2.1	<1
Cr	68	10	5.5	8.4	8.7	6.8	7.0	3.7
V	32	6.2	3.4	2.2	22	14	5.3	5.0
Sc	14	2.3	1.5	3.1	6.3	6.0	5.8	8.4
La	3.9	55	18	2.27	22		17	8.7
Ce	39	116	38	5.80	54		35	1.8
Nd	4.06	42	13	1.95	18		16	1.9
Yb	0.53	0.44	0.92	0.73	0.96		1.97	2.0
Y	4.09	5.11	7.58	6.33	9.7		24	25
Ta	1.4	6.0	8.8	9.7	0.7	1.1	0.8	7.3
Nb	8.1	19	22	39	12	14	11	48
Zr	201	56	34	41	236	157	98	63
Hf	5.	1.7	0.9	1.1	3.8	3.3	3.7	2.3

Примечание. 1-9 – тип I: 1-3 – Кейвы: 1–авгит-лепидомелановые гранодиориты; 2 – порфиroidные лепидомелан-феррогастингситовые граниты; 3–арфведсонит-эгириновые и эгирин-арфведсонитовые граниты; 4-6 – Гольцовое поле, Зимовнинский массив: 4 – диориты, 5 – гранодиориты, 6 – малые интрузии гранодиоритов; 7, 8 – Вишняковское поле, Елашко-Тенишетский массив: 7 – гранодиориты, 8 – низкощелочные граниты; 9 – Вишняковское поле, Топорокский массив, рапакивиподобные граниты; 10-14 – тип II, Завитинское поле: 10 – биотитовые граниты, 11 – двуслюдяные граниты, 12, 13 – пегматоидные « калиевые» (12) и «натриевые» (13) граниты; 14-17 –тип III, Малханское поле: 14, 15 – биотитовые граниты Большереченского (14) и Орешного (15) массивов, 16, 17 – лейкограниты Большереченского (16) и Орешного (17) массивов. Прочерк – нет данных. Источники: 1-3 – [Батиева,1976], 4-9 – [Макагон, оригинальные данные], 10-13 – [Загорский, Кузнецова, 1990], 14-17 – [Загорский, Перетяжко, 1992].

По тем же признакам выделено четыре типа пегматитовых образований: гранит-пегматиты (тип 1); неравнозернистые (до блоковых) калишпатовые либо двуполевошпатовые (тип 2); существенно альбитовые (тип 3); полосчатые сподумен-альбитовые аплит-пегматиты (тип 4). Пегматиты 1 и 2 типов очень тесно ассоциируют с малыми телами мусковитовых гранитов-лейкогранитов и имеют одинаковый (в пределах ошибки определения) с ними возраст (139.6 ± 3.1 млн. лет), тогда как сподуменовые пегматиты 4 типа существенно моложе (129.6 ± 2.7 млн лет) [Загорский и др., 2011].

Типу III свойственна *тесная связь пегматитов с конкретными гранитными массивами* при одинаковом возрасте гранитов и пегматитов. Генетическая связь между гранитами и пегматитами в таких системах, если пользоваться терминологией родственных отношений, реализуется не по схеме «родители–дети», а по схеме «братья–сестры». Пегматиты здесь не являются результатом внутрикамерной дифференциации в объеме гранитного массива. В этих случаях расплавы пегматитоносных, как правило, двуслюдяных и/или мусковитовых гранитов и пегматитов, являясь продуктами эволюции кислой магмы в глубинных магматических очагах, внедряются на более высокие уровни коры совместно. В качестве примера может служить Малханская гранитно-пегматитовая система в Центральном Забайкалье, возраст гранитов и пегматитов которой полностью перекрывается в интервале 123.8-127.6 млн лет [Загорский, Перетяжко, 2010].

IV тип представляет вариант прямой генетической связи с образованием небольших объемов преимущественно шлировых пегматитов в результате внутрикамерной дифференциации гранитной магмы на уровне становления массивов.

Масштабы процессов пегматитообразования снижаются от I к IV типу систем. Для I типа характерны укороченные тренды дифференциации гранитов, а наиболее длинные и сложные тренды, с широким фациально-фазовым разнообразием пород – для систем II типа (табл.). В системах III типа наблюдается постепенное обогащение гранитов гранитофильными редкими элементами по мере приближения к пегматитовым полям.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00964-а.

Литература

Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1976. – 224с.

Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры Кольского полуострова // Петрология. 2009. Т.17. №6. С.578-600.

Загорский В.Е., Бескин С.М., Шокальский С.П. Литиеносные пегматиты Восточного Забайкалья // Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 51-55.

Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. Геохимия сподуменовых пегматитов и щелочно-редкометалльных метасоматитов. – Новосибирск: Наука, 1990. – 140с.

Загорский В. Е., Перетяжко И.С. Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Малханской гранитно-пегматитовой системы: геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430. № 5. С. 658-661.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1992. – 224с.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. т. 43. № 8. С. 717-731.

Макагон В.М., Лепин В.М., Брандт С.Б. Рубидий-стронциевое датирование редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения // Геология и геофизика. 2000. № 12. С. 1783-1789.

Zagorsky V.Ye. On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications // Estudios Geológicos. 2009. V. 19(2). P. 365-369.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДЫ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ УЛЬТРАГЛУБИННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ САО-ЛУИС, БРАЗИЛИЯ)

Зеденизов¹ Д.А., Рагозин¹ А.Л., Шацкий^{1,2} В.С., Каги Х.³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, г. Новосибирск, e-mail: zed@igm.nsc.ru

²Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: shatsky@igc.irk.ru

³Геохимический исследовательский центр, Университет Токио, г. Токио, Япония,
e-mail: kagi@eqchem.s.u-tokyo.ac.jp

На протяжении многих лет для характеристики глубинных зон Земли обычно используются теоретические модели, основанные на результатах экспериментальных петрологических исследований и сейсмологических данных. Мантийные образцы с глубины свыше 400 км были недоступны до недавнего времени, когда были описаны алмазы, содержащие минеральные ассоциации, для образования которых необходимы температура и давления, соответствующие условиям на глубинах свыше 660 км. В данном случае алмаз является уникальным геологическим объектом, т.к. этот минерал в течение длительного времени способен сохранять в виде включений в неизменном виде материал, захваченный им в процессе роста. В связи с этим нами были исследованы алмазы из известного месторождения Сао-Луис (Бразилия), содержащие макро- и микровключения, образование которых происходило на глубине сейсмически определяемой переходной зоны и нижней мантии. На основе полученных результатов рассмотрены особенности состава и эволюции вещества сублитосферной мантии и связанных с ними процессов алмазообразования.

В результате проведенных исследований установлено, что большинство изученных нами кристаллов из месторождения Сао-Луис представлено полуокруглыми индивидами со следами частичного растворения. Кроме того, значительную часть алмазов месторождения составляют сростки неправильной формы. В большинстве случаев алмазы из месторождения Сао-Луис имеют зональное внутреннее строение. По данным ИК спектроскопии содержание азота в пределах одного кристалла может варьировать от 0 до 500 ppm. Для всех кристаллов отмечена прямая корреляция содержания азота и водорода. Такая зависимость свидетельствует о сходных условиях вхождения азота и водорода в виде структурных примесей в ультраглубинных алмазах. Содержание азота и водорода в отдельных кристаллах в процессе роста может как увеличиваться, так и уменьшаться. Это свидетельствует о том, что рост кристаллов мог происходить как в закрытой, так и в открытой системах. Отличительной особенностью изученных алмазов является экстремально высокая степень агрегации азотных дефектов (90-100 % V1).

Определение изотопного состава углерода в алмазах ультраглубинного происхождения показало их значительные вариации от 2,6 до -25,3 ‰ $\delta^{13}\text{C}$. При этом во многих кристаллах также отмечены локальные вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ (в отдельных кристаллах до 12 ‰ между разными зонами). По данным изучения изотопного состава углерода можно выделить 4 группы алмазов: (i) алмазы со значениями $\delta^{13}\text{C}$, соответствующими среднемантийному диапазону, характерному для большинства алмазов, и в которых изотопный состав углерода значительно не меняется; (ii) алмазы, в которых $\delta^{13}\text{C}$ в периферийной зоне уменьшается на 5-7 ‰ от среднемантийных значений (-5‰) в центральной части кристаллов; (iii) алмазы с облегченным изотопным составом углерода (-12÷-17‰), в которых значение $\delta^{13}\text{C}$ к краям кристаллов увеличивается на 2-5 ‰; (iv) алмазы с легким изотопным составом углерода (-20÷-25‰) в центре, в которых значение $\delta^{13}\text{C}$ к краям кристаллов увеличивается до 12 ‰.

Среди минеральных включений в исследованных алмазах более 50% процентов составляют мейджоритовые гранаты эклогитового парагенезиса (\pm клинопироксен), CaSi-перовскит (\pm CaTi-перовскит) и алюмосиликатные фазы с переменным соотношением Al и Si. Часто также встречаются включения MgSi-перовскита, ферропериклаза (mg# 20-85), TAPP (тетрагональный гранат пиропового состава), коэсита и Fe-сульфидов. По данным КР-

спектроскопии установлено, что включения сохраняют высокое остаточное давление (>30 кбар по смещению пиков коэсита). Отмечены редкие включения, представленные ассоциацией шпинель+Na-силикат, а также магнетитом, ильменитом, металлическим железом, рутилом, цирконом.

Для характеристики состава и эволюции минералообразующей среды алмазов месторождения Сао-Луис было проведено изучение флюидсодержащих микровключений. Установлено, что вода и карбонаты не являются основными компонентами захваченных микровключений в алмазах ультраглубинного происхождения. Лишь в редких случаях в спектрах ИК поглощения отмечается присутствие карбонатных и силикатных фаз. Валовый состав главных микровключений показывает преобладание Ca, Fe и Al и существенное обеднение Mg. Для редких элементов в целом характерно обогащение Ti и V и обеднение Sr, LREE и Ni.

Таким образом, впервые установлено, что большая часть исследованных алмазов из месторождения Сао-Луис имеет многостадийную историю роста со значительно меняющимися условиями роста. Предельно высокая степень агрегации азота в суперглубинных алмазах является следствием их сверхглубинного образования при высоких температурах, а не длительного пребывания в мантии. При крайне редкой встречаемости среди включений в алмазах месторождения Сао-Луис обычных минералов мантийных пород (оливина, граната, энстатита и др.), полученные нами оригинальные результаты позволяют сделать вывод о преобладающей роли субстратов, обогащенных Ca, Fe, Si и Al. Наиболее вероятным источником таких субстратов могут быть глубоко субдуцированные породы метасоматизированной океанической литосферной плиты. В нескольких алмазах из Сао-Луис нам удалось обнаружить многочисленные микровключения, подобно тем, которые представляют материал материнской среды в волокнистых алмазах, образовавшихся в субконтинентальной литосферной мантии. ИК спектроскопия показывает, что, в отличие от литосферных алмазов, вода и карбонаты не являются основными компонентами микровключений в суперглубинных алмазах. Результаты исследований методами просвечивающей электронной микроскопии позволяют предположить, что микровключения могут содержать вещество с легким атомным весом содержащихся в нем элементов (например, CH₄ или H₂). Это свидетельствует о существенно восстановительных условиях среды кристаллизации таких алмазов.

Необычные минеральные ассоциации, которые отнесены к фазам переходной зоны и нижней мантии, были описаны ранее в алмазах из россыпей реки Сао-Луис в Бразилии [Kesson, Fitzgerald, 1991; Harte et al., 1999]. Согласно опубликованным данным, практически все включения в алмазах из россыпей провинции Джуина в Бразилии (Сао-Луис, Мутум, Вермельо и Корриго-Чикория) относятся к нижнемантийной перидотитовой ассоциации [Kaminsky et al., 2001]. Полученные нами результаты по месторождению Сао-Луис свидетельствуют о преобладающей роли алмазоносных пород, обогащенных Ca, Fe, Si и Al. Согласно опубликованным данным алмазы эклогитового парагенезиса также широко распространены и в других месторождениях алмазов ультраглубинного происхождения [Brenker et al., 2005; Vulanova et al., 2010], в то время, как они составляют незначительную долю в большинстве месторождений литосферных алмазов. Взаимосвязь между алмазами из эклогитов верхней мантии и переходной зоны и алмазами из перидотитов нижней мантии позволяет по-новому оценить состав и строение мантии и образование алмазов.

С учетом данных по датированию включений высказано предположение, что образование сублитосферных алмазов связано с начавшимся в позднем мезозое погружением океанической плиты в западной части тогда еще суперконтинента Гондвана [Harte, Richardson, 2012]. Для включений рутила и циркона определен возраст (Pb/U), который составил 460-465 Ma и 418-512 Ma соответственно. Проведенное нами датирование по включениям циркона и рутила показывает, что существуют алмазы, для которых возраст субстрата соответствует более раннему периоду. Согласно имеющимся данным в это время происходила субдукция в восточной части Гондваны. Предполагается также, что

кимберлитовый вулканизм и распад суперконтинента могут быть связаны с влиянием мантийного плюма, который зарождается на границе ядро-мантия [Torsvik et al., 2010]. Именно с плюмом может быть связано образование железистых алмазообразующих сред, в то время, как наиболее вероятным источником карбонатизированных Са-силикатных расплавов являются метасоматизированные породы погружающейся на глубину нижней мантии океанической плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Сибирского отделения Российской академии наук (интеграционный проект №16).

Литература

Brenker F.E., Vincze L., Vekemans B., Nasdala L., Stachel T., Vollmer C., Kersten M., Somogyi A., Adams F., Joswig W., Harris J.W. Detection of a Ca-rich lithology in the Earth's deep (>300km) convecting mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 579-587.

Bulanova G.P., Walter M.J., Smith C.B., Kohn S.C., Armstrong L.S., Blundy J., Gobbo L. Mineral inclusions in sublithospheric diamonds from Collier 4 kimberlite pipe, Juina, Brazil: subducted protoliths, carbonated melts and primary kimberlite magmatism // *Contrib. Miner. Petrol.* 2010. V. 160. P. 489-510.

Harte B., Harris J.W., Hutchison M.T., Watt G.R., Wilding M.C. Lower mantle mineral associations in diamonds from São Luiz, Brazil / In Fei Y. et al., eds., *Mantle petrology: Field observations and high pressure experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd*: Houston, Texas, The Geochemical Society. 1999. P. 125-153.

Harte B., Richardson S. Mineral inclusions in diamonds track the evolution of a Mesozoic subducted slab beneath West Gondwanaland // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 236-245.

Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R.M., Griffin W.L., Khachatryan-Blinova G.K., Shiryayev A.A. Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 734-753.

Kesson S.E., Fitzgerald J.D. Partitioning of MgO, FeO, NiO, MnO and Cr₂O₃ between magnesian silicate perovskite and magnesiowuestite: implications for the origin of inclusions in diamond and the composition of the lower mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. III 236. P. 229-240.

Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Ashwal L.D. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary // *Nature.* 2010. V. 466. P. 352-355.

О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ДИАТРЕМ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ДАЕК

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), г. Мирный,
e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Минералого-геохимические особенности кимберлитов трубчатого типа и связанных с ними даек наиболее показательно можно рассмотреть на примере диатремы *Мир*, которая вместе с трубками Спутник, Дачная и системой даек приурочена к Параллельному глубинному разлому в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе Сибирской платформы, который довольно четко фиксируется магнитной и гравиметрической съемками на участках, где по разлому внедрились диабазы или произошли существенные смещения пород. Трубка Мир на поверхности имеет форму овала со слабым пережимом примерно в средней части. Размер её по длинной оси, ориентированной в северо-западном направлении, – 490 м, по короткой – 320 м. До глубины 200 м трубка представляет собой типичную воронку, глубже – цилиндрическое тело с незначительным сужением книзу, а затем на глубине 900-1000 м от поверхности она переходит в серию подводных даек. Трубка прорывает терригенно-карбонатные и галогенно-карбонатные породы ордовика и кембрия, два силла (на глубине 500 и 1100-1200 м мощностью соответственно 12-34 и 70 м) и дайку диабазов позднедевонского возраста. Процесс становления трубки Мир сопровождался формированием диапировой структуры. Размеры брахиантиклинального поднятия достигают 1.5 км в поперечнике, ориентировка его совпадает с направлением длинной оси трубки. Верхние горизонты трубки Мир образовались в результате трехфазного внедрения кимберлитового расплава. Кимберлитовые брекчии первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубки. Кимберлитовые брекчии второй фазы на уровне современного эрозионного среза локализованы в юго-восточной части трубки и инъецируют брекчии северо-западной половины трубки. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубки вытянутое в северо-западном направлении дайковидное тело размером 30×120 м. Контакты этого тела с вмещающими кимберлитовыми брекчиями секущие, в зоне контакта широко развита сульфидная вторичная минерализация. Кроме упомянутых трех фаз кимберлитовых брекчий, образование которых происходило в результате последовательного внедрения самостоятельных порций кимберлитового расплава из эволюционирующего магматического очага, вдоль контакта с вмещающими породами почти повсеместно отмечаются своеобразные кимберлитовые брекчии, названные нами экзоконтактовыми. Мощность их непостоянна и колеблется от 5-10 до 40-50 м. Эндоконтактовые брекчии не связаны с самостоятельной фазой формирования тела, а представляют собой своеобразные фациальные разновидности вышеописанных кимберлитовых брекчий, возникновение которых обусловлено повышенным содержанием ксеногенного материала вмещающих пород и влиянием на кимберлиты постмагматических растворов. Эта зона кимберлитовых пород наиболее интенсивно карбонатизирована и насыщена (до 35-60%) ксенолитами терригенно-карбонатных пород. Интересна зона кимберлитовых пород, разделяющая породы первой и второй фаз внедрения. Она имеет ширину до нескольких десятков метров и характеризуется высокими концентрациями рифов вмещающих пород, размеры которых достигают первых десятков метров. Эта зона совпадает с пережимом трубки, рассекая её в почти меридиональном направлении на две части.

Слабо измененные породы трубки Мир отличаются высокой магнизиальностью, повышенным содержанием K_2O и Na_2O , а также низким Cl . Последнее исключает возможность присутствия в породе значительного количества галита, который мог бы быть источником натрия. Концентратом последнего в породе служит, по-видимому, шортит – $Na_2Ca_2(CO_3)_3$, идентифицированный рентгенометрическими исследованиями, а возможно и земкорит. Шортитовый кимберлит представляет собой массивную крупнопорфировую

породу темно-серого цвета с незначительным количеством ксенолитов перекристаллизованных глинистых известняков. Главной составной частью кимберлита являются практически неизменные зерна оливина двух генетических групп, составляющие примерно 40-50% объема породы. Оливин первой группы образует относительно крупные выделения (4-10 мм) округлой или овальной формы, представляющие собой продукты дезинтеграции оливиновых пород верхней мантии. Возможно, некоторое количество оливина, отнесенное к первой группе, кристаллизовалось непосредственно из магматического расплава в глубинных условиях. Оливин второй группы слагает овальные или со следами идиоморфизма выделения размером 0.1-0.5 мм. Подавляющее большинство оливина этой группы кристаллизовалось непосредственно из кимберлитового расплава при подъеме его в земную кору и в момент застывания расплава в диатремах. Оливин обеих групп очень слабо серпентинизирован или вообще не подвержен этому процессу. В слабо серпентинизированных участках серпентин формирует узкие каймы на периферии зерен, что приводит к возникновению неровных зубчатых краев последних. Иногда серпентин образует тонкие прожилки внутри зерен оливина. Основная масса представлена агрегатами шортита, флогопита, серпентина, карбоната с небольшим количеством рудных минералов. Кроме чешуйчатых агрегатов, флогопит образует также пластинчатые выделения размером 0.2-0.5 мм светло-коричневого цвета. Кальцит выделяется в виде лейст, лапчатых зерен и микроагрегатных обособлений. Нахождение блока неизменных кимберлитов среди пород, сильно переработанных вторичными процессами, – явление довольно оригинальное. При этом следует отметить, что неизменный кимберлит трубки Мир близок к слабо серпентинизированному кимберлиту восточного тела трубки Удачная, отличаясь низким содержанием карбонатной составляющей и повышенным – флогопита.

Небольшие участки на глубоких горизонтах трубки Мир сложены атакситовым кимберлитом, представляющим собой песчаниковидную породу, нередко слоистой текстуры. По внешнему виду она напоминает осадочно-вулканогенные образования верхних горизонтов трубки Юбилейная (Далдыно-Акакитский алмазоносный район). Это порода зеленовато-серого цвета, иногда пятнистая (чередуются участки светло- и темно-серого цвета), сложенная обломками и целыми псевдоморфозами серпентина по оливину (60-70%), единичными обломками осадочных пород, пластинчатыми и пакетобразными кристаллами хлоритизированного флогопита, редкими оскольчатыми зернами граната и пикроильменита. Обломочный материал четко дифференцирован по размеру (0.5-3 мм, редко крупнее). Цементом обломков являются серпентин-карбонатные агрегаты. Атакситовые разновидности кимберлитов представляют собой отсортированную обломочную породу, в которой основным является кимберлитовый материал, в то время, как осадочно-вулканогенные образования кратерной фации, которые иногда отождествляются с атакситовыми кимберлитами, состоят из дезинтегрированного материала вмещающих пород и очень малого количества обломков кимберлитов. Довольно интересными по составу являются кимберлиты, слагающие внутритрубочные дайки. Одна из таких, мощностью до 1.7 м, вскрыта в трубке Мир на глубине 880 м, залегая среди блока слабо серпентинизированного кимберлита. Порода имеет темно-серый, почти черный цвет, порфиновую структуру и ориентированную текстуру, обусловленную субпараллельным расположением порфировых выделений оливина, а также чешуек флогопита в карбонат-серпентиновой основной массе. В дайковом кимберлите, в отличие от вмещающей его кимберлитовой брекчии, отсутствуют ксенолиты осадочных пород, родственные включения, а также крупные выделения граната, оливина и пикроильменита. Основная масса имеет серпентин-карбонатный состав и содержит повышенное количество пирроаурита, мелких чешуек флогопита и зерен магнетита.

Кимберлитовая трубка *Спутник* расположена в логе Хабардина в 131 м на северо-восток от трубки Мир. Вмещающими породами на уровне современного среза служат отложения нижнего ордовика мощностью 270-280 м. Глубже трубку окружают породы кембрийского возраста. Размер трубки в плане 140×90 м, форма её овальная, длинная ось вытянута в северо-западном направлении. В вертикальном разрезе трубка быстро

выклинивается, переходя на глубине 330 м в подводящую дайку мощностью 15 м, а на глубине 375 м – в систему даек мощностью 2-3 м. Эти дайки под трапповым силлом объединяются в более мощную дайку – подводящий канал северо-западной ориентировки. Содержание ксенолитов вмещающих пород в кимберлитах трубки повышено. Особенно много обломков пород, зерен кварца и полевого шпата. Довольно часто встречаются измененные ксенолиты траппов. По степени выветрелости и постмагматических изменений среди кимберлитовых пород трубки выделяется несколько разновидностей. По величине псевдоморфоз по оливину и обломков вмещающих пород выделяются мелко – (0.5-2.0 мм) и среднеобломочные (3-15 мм) кимберлитовые брекчии, содержащие зерна пироба, пикроильменита, хромшпинелида и хромдиопсида. Связующая масса представлена тонкозернистым серпентин-карбонатным агрегатом. По составу пироб очень близок к таковому трубки Мир, за исключением более низкого содержания пироба эклогитового парагенезиса и более высокого – алмазной ассоциации. Пикроильмениты упомянутых трубок также во многом схожие по составу. Среди их зерен установлено повышенное содержание ферримагнитной разности. Химический состав кимберлитовых пород трубки Спутник характеризуется несколько повышенным (по сравнению с породами трубки Мир и других диатрем района) содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и CaO , что связано с контаминацией кимберлитами материала вмещающих пород, кварца, полевых шпатов и глинистого вещества. Содержание алмазов в трубке Спутник значительно ниже, чем в трубке Мир. Преобладают среди них октаэдрические кристаллы (до 64%), но значительную часть составляют кристаллы ромбододекаэдрического (16%) и комбинационного (до 23%) габитусов.

Карьером около трубок Мир и Спутник во вмещающих их породах вскрыты три кимберлитовые дайки. Кимберлиты даек отличаются от кимберлитов упомянутых диатрем высоким содержанием карбонатного материала, повышенным количеством TiO_2 и P_2O_5 . В них также много сульфатной и сульфидной серы. Содержание пироба и пикроильменита в дайковых кимберлитах значительно выше, чем в кимберлитах трубок. Под пластовым телом долеритов на глубине более 500 м со стороны трубки Спутник буровыми скважинами вскрыто несколько дайковых тел кимберлитов сложной морфологии. Дайковый кимберлит глубоких и верхних горизонтов существенно различается. Это выражается, прежде всего, в том, что степень карбонатизации породы глубоких горизонтов несравненно меньше, чем верхних. В дайковом кимберлите глубоких горизонтов мало ксенолитов вмещающих пород, псевдоморфозы по оливину выражены четко, и для них характерны реликты кристаллографической огранки; степень серпентинизации породы высокая и в ней в значительном количестве содержатся новообразования амакинита. Отмечены различия и по химическому составу: в дайковом кимберлите верхних горизонтов во много раз больше карбонатной составляющей (CaO и CO_2), здесь же повышено содержание P_2O_5 и TiO_2 . Карьером и буровыми скважинами около трубок Мир и Спутник вскрыто пластовое кимберлитовое тело (силл), ответвляющееся от трубки Мир и прослеживающееся в северо-западном направлении на несколько сотен метров. Кимберлитовый силл рвет дайку долеритов, а также корневую зону трубки Спутник, протягиваясь на десятки метров севернее последней. Это позволяет утверждать, что дотрубочные дайки корневой зоны трубок, силлоподобное тело, сами трубки Спутник и Мир и внутритрубочные дайки этих трубок представляют собой единую взаимосвязанную «рудную» систему. Кимберлит, слагающий силл, интенсивно карбонатизирован, причем этот процесс носит наложенный характер. Характерно также повышенное содержание в породе силла сульфидной и сульфатной серы, TiO_2 и P_2O_5 , что свойственно кимберлитам других малых тел Мирнинского поля. Кимберлиты трубки Мир неоднородны по степени их переработки постмагматическими растворами – наряду с полностью измененными породами встречаются отдельные относительно крупные блоки, сложенные свежими или слабоизмененными кимберлитами.

Процесс формирования системы описываемых кимберлитовых тел сложен. Различие в петрографическом строении, содержании и составе индикаторных минералов как

подтрапповых даек, так и отдельных отрезков даек, вскрытых карьером кимберлитового силла, а также кимберлитов трубок Мир и Спутник, свидетельствуют о многократном поступлении кимберлитового расплава (флюида) в осадочный чехол. По-видимому, с самой ранней фазой внедрения связано образование кимберлитовой дайки (или даек), вскрытой карьером в верхних горизонтах пород нижнего палеозоя. Трубка Спутник возникла во вторую стадию кимберлитового магматизма в результате одноактного внедрения расплава. Формирование пластового тела кимберлитов (силла), вероятно, предшествовало внедрению кимберлитов трубки Мир. Силл кимберлитов отчленяется от трубки Мир, прорывает трапповую дайку и корневые подводящие дайки трубки Спутник, а затем выклинивается в породах кембрия за пределами трубки. Кимберлиты трубки Мир завершили многофазный путь формирования этой сложной магматической системы. Переход конусовидной диатремы в корневой подводящий канал осуществлялся на глубине около 1000 м от современной поверхности, где кимберлитовое тело расщепляется на два или более проводников. Дайка подводящего канала трубки совпала с дайкой, зафиксированной в верхних горизонтах и частично ассимилировала её кимберлит. Описанная здесь последовательность формирования различных звеньев кимберлитовых тел в районе трубок Мир и Спутник определенным образом отражается и на характере их алмазоносности. Опробованием доказана убогая алмазоносность дайковых тел кимберлитов независимо от места их расположения (под трапповым силлом или на нём). Алмазоносность кимберлитов трубки Спутник, сформировавшейся в более позднюю фазу внедрения, повышена. Осталась невыясненной алмазоносность кимберлитового силла. Наиболее высокой алмазоносностью характеризуются кимберлиты трубки Мир. Есть все основания предполагать, что наметившаяся последовательность увеличения содержания алмазов определяется глубиной заложения корней магматических очагов перечисленных выше тел: наименее глубинными являются даечные тела кимберлитов, а наиболее глубинными – кимберлитовые породы трубки Мир. Это подтверждается не только степенью алмазоносности кимберлитов, но и другими вещественно-индикационными признаками и, прежде всего, составом пироба, хромшпинелидов и других реликтовых минералов.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), г. Мирный, e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Одним из наиболее распространённых методов в процессе поисков алмазных месторождений является шлихо-минералогический анализ. Однако при его использовании в ряде случаев возникают определенные трудности в идентификации некоторых минералов и особенно отдельных разновидностей одних и тех же фаз, встречающихся в равной степени в кимберлитах, а также в других породах, распространенных в алмазоносных районах. К таким минералам, в частности, относятся рудные образования, которые особенно трудно диагностируются при малых размерах индивидов и главным образом при их мелкой вкрапленности в породах. Результаты изучения кимберлитовых пород показали, что в их тяжелой фракции наиболее характерными минералами являются магнетит и обогащенная магнием разновидность ильменита – пикроильменит. Магнетит и некоторые (в основном менее обогащенные Mg) разновидности ильменита свойственны также породам трапповой формации – долеритам, туфам и туфогенным образованиям. Рудные минералы в указанных породах обычно несут следы наложенных изменений, поэтому диагностика, а также выяснение характера и степени их преобразования возможны только с применением тонких

прецизионных методов исследований. Кроме того, размеры вкраплений минералов могут быть настолько малы, что находятся за пределами разрешения оптических методов исследований. В связи с этим мы изучали некоторые Fe-содержащие минералы в упомянутых породах с использованием ядерной гамма-резонансной спектроскопии (ЯГРС) в комплексе с рентгеновской дифрактометрией, химическими, оптическими, микронзондовыми, электронно-микроскопическими и некоторыми другими методами. В качестве объектов изучения были выбраны выделения магнетита и ассоциирующего с ним серпентина в кимберлитах из трубок Удачная и Сытыканская, пикроильменита из трубок Сытыканская и Юбилейная, а также пелитовой составляющей измененных кимберлитов из верхних горизонтов трубки Удачная и обогащенных рудными минералами верхнепалеозойских осадочных толщ, перекрывающих трубку Комсомольская. Комплексному исследованию подвергались исходные породы и выделенные из них методом магнитной сепарации мономинеральные фракции магнетита. В качестве эталона использовалась мономинеральная фракция магнетита из Оленегорского месторождения Кольского полуострова (содержание $Fe_{общ}$ 72.2% и $SiO_2 < 0.2\%$).

Кимберлитовая трубка Удачная состоит из двух сопряженных тел (западного и восточного) и имеет на дневной поверхности форму искаженной восьмерки. На глубине ~280 м оба тела в плане становятся изометричными, приобретая почти округлую форму. Наиболее существенным признаком, позволяющим различать кимберлиты обоих тел, является прежде всего повышенная интенсивность гидротермального изменения кимберлитов западного тела в постмагматическую стадию, отмечающаяся как в приповерхностных зонах, так и до вскрытой колонковыми скважинами глубины 1200 м. При этом наиболее существенное влияние на распределение отдельных компонентов, слагающих кимберлиты западного тела, оказывают вмещающие трубку осадочные породы, тогда, как в восточном теле, распределение породообразующих компонентов в большей степени зависит от особенностей внедрения и первичного состава расплава. В связи с тем, что Fe-содержащие минералы распределены в объеме диатремы неравномерно, кроме изучения пород в целом, нами для получения более детальной характеристики отдельных компонентов было проведено раздельное исследование черных включений, обогащенных рудными минералами, и зеленых участков, где последние макроскопически почти отсутствуют. Рентгеновское изучение крупных (до 10 см и более) *зеленоватого цвета серпофитовых выделений* в кимберлитах из центральной части западного тела трубки Удачная показало, что они содержат кальцит, серпентин, кварц, а также магнетит, маггемит и следы пикроильменита. В свою очередь, ЯГР-спектры поглощения указанных выделений серпофита представляют суперпозицию ряда лоренцевых линий (многолинейный спектр), соответствующий магнетиту, пикроильмениту, серпентину и следам гематита. Главнейшими минералами черных включений в серпофитах, выделенных на дифрактометрических кривых, являются магнетит и γ - Fe_2O_3 с незначительной примесью кальцита. Этим образованиям согласно валовому химическому анализу свойственна повышенная концентрация Fe_2O_3 (60.84%) и FeO (25.28%). Пересчет химического анализа на минеральный состав показал, что в черных включениях резко преобладает магнетит (86.4%), ассоциирующий с кальцитом (9.9%) и серпентином (2.5%). В рассматриваемых включениях отмечается также небольшая примесь хлорита (~0.6%), брусита (~0.5%) и апатита (~0.2%). Пересчет на минеральный состав выполнен в соответствии с химической формулой магнетита и носит приближенный характер, поскольку в расчетах принималась идеальная стехиометрия магнетита $Fe_1^{3+}[Fe_1^{3+}Fe_1^{2+}]O_4$, соответствующая 72.4% Fe в его структуре. Наблюдаемое в ЯГР-спектре рассматриваемого магнетита отклонение от идеального соотношения интенсивностей крайних левых резонансных линий спектров поглощения (I_A/I_B) связано, вероятнее всего, с «нестехиометричностью» минерала, обусловленной частичным окислением, т.е. маггемитизацией его. Для зеленоватых участков серпофитовых выделений в кимберлитовой породе, как показали результаты рентгенографических исследований, характерно преобладание серпентина, ассоциирующего с незначительной примесью кварца и кальцита.

В соответствии с данными химического анализа в указанных участках породы отмечается повышенная концентрация SiO_2 (39.15%) и MgO (38.35%), что связано с доминирующей ролью в них серпентина (85.5%), ассоциирующего с небольшой примесью кварца (до 3%), хлорита (до 2.8%), магнезита (1.7%), кальцита (1.6%), гипса (1.1%) и флогопита (0.5%). ЯГР-спектр зеленоватых участков указанных выделений характеризуется в основном сильными линиями пикроильменита и серпентина, а также слабыми – «нестехиометрического» магнетита. По данным рентгеновской дифрактометрии, в рассмотренной породе в целом выявлена очень низкая интенсивность (или даже полное отсутствие в отдельных участках) линий пикроильменита, что связано, по-видимому, с его микровкрапленностью и худшей (по сравнению с другими фазами) окристаллизованностью этого минерала, что подчеркивается значительной шириной его рефлексов на дифрактограммах изученных нами мономинеральных образцов. Довольно близкий фазовый состав (с иным количественным соотношением фаз) установлен в серовато-зеленых выделениях серпофита из этой же части западного тела рассматриваемой трубки. В основной массе этих выделений по данным рентген-дифрактометрического анализа, содержится кальцит, магнетит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, серпентин, кварц и пикроильменит. В ЯГР-спектре этих выделений присутствуют линии магнетита, аналогичные встреченному в зеленоватых выделениях серпофита, а также пикроильменита и серпентина, причем интенсивность линий пикроильменита в этом случае в 1.5 раза слабее, чем в рассмотренной породе.

В *черных прожилках серпофита*, согласно рентгенометрическим исследованиям, установлены магнетит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ с незначительной примесью кальцита. Согласно данным химического анализа, этим участкам свойственна повышенная концентрация Fe_2O_3 (60.27%) и FeO (24.34%) с незначительной примесью других оксидов, главными из которых являются CaO (4.42%), MgO (3.32%) и SiO_2 (2.08%). Пересчет этого химанализа на минеральный состав полностью соответствует рентгеновским данным о резком преобладании в образце магнетита (84.7%) и сравнительно небольшой примеси кальцита (7.6%), ассоциирующего с серпентином (2.9%), флогопитом (1.1%), хлоритом (1.4%), гипсом (0.2%) и апатитом (0.2%). Для ЯГР-спектров указанных прожилков характерно преобладание линий «нестехиометрического» магнетита, по которым был произведен пересчет содержащейся в них фактической доли магнетита (до 90.5%). При этом на нестехиометрию, а не замещение Fe другими элементами, указывает также электронно-зондовый анализ кристаллов магнетита размером 100-200 мкм из этих прожилков, выполненный на приборе MS-46 «Камека». Согласно полученным данным, в рассматриваемом минерале содержится (в %): $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 98.89; MnO 0.87; MgO 0.47; Al_2O_3 0.06; сумма 99.29 (SiO_2 и TiO_2 не обнаружены).

Серовато-зеленая масса серпофита в соответствии с дифрактометрическими исследованиями представлена серпентином с незначительной примесью гипса. В этих участках породы установлена повышенная концентрация SiO_2 (38.80%) и MgO (38.75%), входящих преимущественно в состав серпентина (86%). В виде небольшой примеси отмечаются также магнезит (2.1%), флогопит (1.1%), хлорит (2.1%), кварц (1.5%) и гётит (1.4%). Для ЯГР-спектра из этой массы серпофита характерно преобладание сильных линий пикроильменита и серпентина, а также одновременно присутствие очень слабых (на пороге обнаружения) – «нестехиометрического» магнетита. В целом, как показывает сопоставление всех изученных разновидностей выделений магнетита из кимберлитовых пород трубки Удачная, среднее отношение интенсивностей крайних левых линий в их ЯГР-спектрах составляет 1.02.

Кроме магнетита, ассоциирующего с серпентином в жильных выделениях, нами изучен этот минерал из кимберлитов трубки Сытыканская. Порода последней, кроме первичных минералов (пироп, пикроильменит, оливин, хромдиопсид, диопсид и др.) содержит сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит и др.), оксиды и гидроксиды (магнетит, брусит и кварц), силикаты (таумасит, тальк, вермикулит и др.), сульфаты (метабазалюминит, гипс и барит) и карбонаты (кальцит, пироаурит, доломит и арагонит). При исследовании магнитной фракции, выделенной из пород трубки Сытыканская, в ЯГР-спектре четко идентифициру-

ются линии «нестехиометрического» магнетита с еще более значительным, чем в рассмотренных выше разностях минерала из трубки Удачная, отклонением интенсивностей крайних левых линий от эталонного магнетита, которое достигает 1.05. Это, как и полученная кристаллохимическая формула минерала, обычно соответствует так называемому *оксимagnetиту*. Необходимо отметить, что образование первичной структуры такого магнетита связано с низкой концентрацией в среде минералообразования кислорода. Так, в соответствии с ранее полученными нами отношениями интенсивностей крайних левых линий спектров поглощения магнетита, вычисленное парциальное давление кислорода P_{O_2} в среде его минералообразования составляло $0,35 \cdot 10^{-9}$ Па. Учитывая, что магнетит ассоциирует в кимберлитах с другими рудными минералами, нами проведено сравнительное исследование *монофракций пикроильменита* из трубки Сытыканская. Специфической особенностью изученных нами пикроильменитов, по сравнению с магнетитами, является более высокая степень окисления в них железа. Сравнительный анализ ЯГР-спектров пикроильменитов из рассмотренных выше кимберлитов трубки Удачная и аналогичных пород трубок Сытыканская и Юбилейная показал практически полное совпадение их спектральных параметров. На этом основании можно сделать вывод об идентичности их состава и высокой магнезиальности минерала, что подтверждает более ранние данные других исследователей.

При выяснении типоморфных особенностей Fe-содержащих минералов в кимберлитах следует иметь в виду, что верхние части многих кимберлитовых диатрем Сибирской, Африканской, Восточно-Европейской и других древних платформ мира существенно изменены и представляют собой типичную кору выветривания. При этом влияние гипергенных процессов прослеживается в их разрезах на значительную глубину. Например, в трубке Удачная на глубинах до 50-60 м от поверхности в некоторых частях разреза кимберлиты имеют буроватую и красноватую окраску и сравнительно легко распадаются на слагающие их отдельности. Поэтому особый интерес представляет вопрос о минеральном составе пелитовой составляющей выветрелых кимберлитов, содержание которой в отдельных участках достигает до 97%. При этом изучение сформировавшегося на кимберлитовых трубках элювия и типоморфных особенностей присутствующих в нем Fe-содержащих минералов может быть непосредственно использовано для повышения эффективности поисков кимберлитовых трубок и совершенствования технологического процесса отработки месторождений. Согласно рентген-дифрактометрическим данным, преобладающими минералами *продуктов выветривания кимберлитовых пород* верхних горизонтов трубки Удачная являются преимущественно тонкодисперсные карбонаты (кальцит, доломит и реже анкерит), а также серпентин, ассоциирующий с кварцем, магнетитом, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ и пикроильменитом. Спектры ЯГР также указывают на присутствие в исследованных образцах пикроильменита и серпентина, близких по кристаллохимическим особенностям (в частности по повышенному содержанию Fe^{3+} в пикроильмените) к исследованным однотипным минералам из неизмененных кимберлитов.

Другим важным аспектом рассматриваемой проблемы типоморфизма Fe-содержащих минералов, генетически связанных с кимберлитами, является изучение их особенностей при переотложении элювиального материала в различных, преимущественно континентального типа, водоемах. С этой целью нами проведено изучение черных осадочных пород позднепалеозойского возраста, перекрывающих трубку Комсомольская. Рентгеновское изучение *магнитных фракций черных алевропесчаников* показало, что в них доминируют магнетит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, ассоциирующие с кварцем, серпентином и реже с кальцитом. ЯГР-спектры образцов из обогащенных рудными минералами участков этой породы содержат линии магнетита, пикроильменита и серпентина. Поскольку в формировании верхнепалеозойских отложений региона определенную роль играл материал, поступающий при размыве широко развитых здесь пород трапповой формации, возникают трудности при выяснении генетической природы многих Fe-содержащих минералов, которые могут быть связаны как с кимберлитами, так и с траппами. Как показали ЯГР-исследования ильменитов,

отобранных из тяжелой фракции долеритов, в них присутствуют в основном ильменит, спектральные линии которого характеризуются существенным увеличением значений полной ширины на 0.1 высоты (в 1.8 раза) по сравнению. С аналогичным, но более магнезиальным минералом (пикроильменитом) в кимберлитах.

Таким образом, изучение фазового состава и структурных особенностей магнетитов из кимберлитов (на разных стадиях гипергенного изменения указанных пород), а также из вмещающих кимберлитовые трубки долеритов показало связь данных параметров с типом содержащих эти минералы пород и геологическими условиями залегания последних. Процесс изменения магнетитов сопровождается окислением ионов Fe^{2+} в октаэдрической позиции минерала и последовательным переходом его в маггемит. Для всех исследованных магнетитов отношение Fe^{3+} в *A*-позиции к Fe^{3+} , Fe^{2+} в *B*-позиции, составляющее в «идеальном» магнетите ~0.5 в кимберлитах увеличивается до 1.05, а в продуктах переотложения последних и вмещающих кимберлитовые тела долеритах соответственно до ~1.1 и ~1.5. Полученные данные об отсутствии изоморфного замещения Fe^{2+} на Mg^{2+} и другие ионы в октаэдрической позиции структуры магнетита показывают, что первоначальное возникновение оксимагнетитов в кимберлитовых трубках и долеритах связано с образованием их в результате вторичных процессов восстановления $\alpha-Fe_2O_3$ (при уменьшении в среде минералообразования парциального давления O_2). Одновременно с этим взаимодействие других магнийсодержащих минералов с Fe_2O_3 было невозможно вследствие относительно низких термобарических условий, свойственных среде минералообразования. При этом количество катионных вакансий в структуре магнетита непостоянно в отдельных типах изученных пород, в частности даже в неизменённых гипергенными процессами кимберлитах рассмотренных диатрем. Указанные кристаллохимические особенности изученных магнетитов имеют не только важное генетическое, но и большое практическое значение. Так, они показывают, что установленная «нестехиометричность» магнетитов из кимберлитов и вмещающих их пород обязательно должна учитываться при количественном определении содержания магнетита в них с помощью химического анализа. Необходимо также отметить, что значительно меньшие значения размеров кристаллов, идентифицируемых ЯГРС, по сравнению с необходимыми для рентгеновских исследований, позволяют изучать в этом случае более мелковкрапленные Fe-содержащие фазы, что существенно расширяет круг типоморфных признаков вторичных минералов в кимберлитах и ассоциирующих с ними породах.

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Козлов В.Д.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: kvd@igc.irk.ru

Исследования геохимии и рудоносности гранитоидов со времени организации в Иркутске Института геохимии СО РАН неразрывно связаны с именем его первого директора, впоследствии академика Л.В.Таусона, возглавившего с 1958г. это научное направление. Его монография «Геохимия редких элементов в гранитоидах» [1961] стала без преувеличения настольным методическим руководством для молодых сотрудников возглавляемой Л.В.Таусоном Лаборатории. Результаты исследований по этому научному направлению были обобщены Л.В. Таусоном [1977] в его получившей широкую известность монографии «Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов».

Граниты (точнее гранитоиды) – распространенные разновозрастные магматические породы земной коры (65-75% SiO₂), локализованные в пределах орогенных поясов континентов, образуют как очень крупные (батолиты, до 50 000 км² и более), так и небольшие интрузивные тела. В отдельных районах граниты сопровождаются редкометалльной минерализацией, представленной минеральными соединениями так называемых *несовместимых-некогерентных редких* элементов, характеризующихся ограниченным изоморфизмом в решетках порообразующих минералов и поэтому накапливающихся в конечных лейкогранитных дифференциатах гранитных интрузий, в соответствии со схемой *кристаллизационной дифференциации* силикатных расплавов Л.Боуэна. «Несовместимость» этой группы редких элементов – *B, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Pb, Ta, Th, U* – однозначно подтверждается значениями их *кларков концентрации* >1 при нормировании концентраций элементов в *низкокальциевых* гранитах, т.е. лейкогранитах по их концентрациям в *высококальциевых* гранитах (гранодиоритах), по (Turekian, Wedephol, 1961; Козлов, 1985, с.13). Поэтому в геологической литературе несовместимые элементы именуется также *гранитофильными редкими элементами*. Соответственно, граниты и гранитные пегматиты могут сопровождаться редкометалльной пневматолито-гидротермальной минерализацией разной интенсивности: *Sn, W*, частично – *Mo, Be, Ta, U, B, F, Li, Cs*.

Поскольку в орогенических – коллизионных и субдукционных континентальных зонах Земли преобладают гранитоиды крупных массивов – *батолитов*, содержания редких элементов в гранитоидах именно таких массивов в основном определили средние – *кларковые* (средневзвешенные по площадям распространения) концентрации редких элементов в гранитах мира [Справочник по геохимии...1990; Овчинников, 1990]. Содержания гранитофильных элементов в последовательных дифференциатах батолитовых массивов, представленных рядом диориты-гранодиориты-граниты-лейкограниты, *умеренно возрастают в пределах их кларковых (среднемировых) значений*. Подавляющее большинство гранитоидов мира характеризуется кларковыми концентрациями гранитофильных элементов и практически безрудны. Рудоносна в отношении редкометалльного оруденения лишь малая часть гранитных интрузий мира, обогащенных гранитофильными редкими элементами с содержаниями существенно выше кларкового уровня.

Детальным изучением гранитоидов *редкометалльных рудных провинций* – Рудных Гор Центральной Европы (работы G.Tischendorf et al., M.Stemprok et al.), Забайкалья (работы Л.В.Таусона, В.Д.Козлова с соавторами и мн. др.) и Монголии (работы В.И.Коваленко, М.И.Кузьмина с соавторами) было установлено, что: 1) массивы (интрузии) *рудоносных* гранитов представляют ограниченнораспространенный в мире *поздне- и посторогенный* магматизм зон глубинных разломов, или, в современной терминологии тектоники плит – *поздне- и постколлизионный (постсубдукционный)* магматизм зон коллизий-субдукций, локализованный в поздних купольных структурах, первоначально в европейской геологической литературе этот тип магматизма был назван (Х.Штилле) *субсеквентным*; 2) в последовательном ряду дифференциатов *конкретных рудоносных* интрузий – от ранних гранодиоритов, доминирующих гранитов главной

фазы (ГФ) и поздних лейкогранитов – наблюдается устойчивое возрастание содержаний гранитофильных элементов, существенно превышающие их кларковые концентрации и *достигающие максимальных значений* в непосредственно-рудоносных телах поздних лейкогранитов.

Первоначально повышенная редкометалльность гранитов рудоносных интрузий многими авторами связывалась с усвоением ими вещества вмещающих сланцевых пород, обогащенных по сравнению с гранитоидами гранитофильными элементами (табл. 1).

Элементы	Sn	Cs	Th	Li	W	F	Be	Rb	Mo	Pb	Ta	B	U	ΣTR
Глинистые сланцы, г / т	6.4	6.5	12	65	1.5	700	3	150	2.6	20	1.5	100	3.7	263.3**
Кларки концентрации *	4.2	3.2	1.8	2.7	1.1	1.4	1.5	1.4	2.6	1.3	0.4	10	1.2	1.4

* – Кларки концентрации элементов в глинистых сланцах по отношению к гранодиоритам;

** – по Л.Н.Овчинникову [1990].

Но эти взгляды не подтверждались с самых общих позиций. Например, из числа 650-ти массивов габбро-гранитной ассоциации на громадной территории Северо-Востока России [Соболев, 1984] по крайней мере, 2/3 залегают в песчано-сланцевых толщах мезозоя, но редкометалльна и рудоносна среди них лишь очень малая часть.

Установленная принадлежность интрузий редкометалльных гранитов к поздне-пост-орогенным (коллизийно-субдукционным) этапам развития магматизма регионов позволяла связывать их редкометалльность с усиленной магматической дифференциацией глубинных остаточных магматических гранитоидных очагов по схеме Боуэна [Таусон, 1977]. В дальнейшем, изучение в редкометалльных гранитах спектров лантаноидов (La-Lu), нормированных по метеоритному веществу, показало, что уровень редкометалльности гранитов не зависит от степени их магматической дифференцированности, фиксируемой *Eu*-минимумами спектров, и является, таким образом, изначальной геохимической особенностью редкометалльных интрузий [Козлов, 2009].

В 80-е годы прошлого столетия внимание исследователей магматизма редкометалльных провинций привлекли щелочно-базальтоидные и монцонитоидные предшественники интрузий редкометалльных гранитов, рудоносные в отношении полиметаллического с Au и Ag оруденения [Геохимия..., 1984; Щеглов, Говоров, 1985; Tischendorf, 1986]. Это позволяло предполагать существование генетических связей между разнотипным оруденением редкометалльных провинций.

Наличие прямых генетических связей в Забайкалье между предшествующими монцонитоидами ($J_{2,3}$) и последующими редкометалльными гранитами (J_3) шахтаминского и кукульбейского комплексов было установлено нормированием концентраций гранитофильных элементов в разновидностях монцонитоидов (отдельно в монцогаббро, монцодиоритах и гранодиоритах), по их кларковым концентрациям в этих типах пород [Овчинников, 1990]. Результаты нормирования показали, что суммарный уровень относительного концентрирования гранитофильных элементов в монцодиоритах и гранодиоритах шахтаминского комплекса составляет в большинстве массивов около 11-16 кларков концентрации, что примерно соответствует уровню их накопления в кларках концентрации в гранитах ГФ массивов кукульбейского комплекса [Козлов, 2011, рис.1, стр.678]. Более того, в габбро массивов Уронайской группы шахтаминского комплекса содержания гранитофильных элементов повышаются до 45 их кларков концентрации, что подтверждает *изначальное* обогащение глубинных магматических очагов комплекса некогерентными элементами и мантийный (габброиды) источник этого обогащения.

Из всего вышесказанного следует кардинальный вывод, что *повышенная редкометалльность рудоносных гранитных интрузий связана не с их усиленной магматической дифференциацией, а напротив, усиленная дифференциация была следствием изначального обогащения инициальных глубинных магматических очагов рудоносных интрузий некогерентными летучими и редкими элементами.*

Таблица 2.

Сравнительные уровни редкометалльности ранних монцонитоидов и поздних гранитов-лейкогранитов редкометалльных провинций: Забайкалья, Богемского массива и Рудных Гор Центральной Европы

Породы	Элементная формула (в кларках концентрации)	ИНК*
Забайкалье		
<i>Шахтаминакий комплекс</i>		
Диориты, SiO ₂ 57.35	<u>B4.4-Cs4.1-Sn4-W2.1-Be1.8-Ta1.8-Th1.7-Pb1.5-Li1.2-Rb1.2-M01.1-Sr1-Ba1.3</u> F1.8-U0.9	+13.6 (13)
Монцодиориты SiO ₂ 61.83	<u>B4.2-Sn3.1-Cs3-W2.2-Th1.6-Be1.5-F1.4-Pb1.4-Li1.2-Rb1.2-Mo1-Sr1.1-Ba1.2</u> Ta0.4-U0.6	+9.8 (13)
Гранодиориты, SiO ₂ 66.27	<u>Mo5.2-Cs3-B2.1-Be2.1-W2.1-Th1.9-Sn1.8-Pb1.4-Rb1.3-Li1.2-F1.1-Sr1.1-Ba1.3</u> Ta0.5-U0.7	+9.3 (13)
<i>Кукульбейский комплекс</i>		
Граниты ГФ, SiO ₂ 73.08	<u>Sn4.5-Cs4-Li3.5-B2.5-U2.4-Be2.3-W2.2-Mo1.9-Pb1.7-Th1.6-F1.4-Rb1.4</u> Ta0.8-Ba0.5-Sr0.9	+15.5 (13)
Лейкограниты пегматоидн. ЗФ, SiO ₂ 74.91	<u>Sn8-Be3.6-Ta3.4-Cs2.8-B2.6-W2.3-Li2-Rb1.8-U1.4-Pb1.2</u> Ba0.1-Sr0.2-Th0.4-F0.7-Mo0.8	+18.0 (13)
Лейкограниты грейзенизир. ЗФ, SiO ₂ 75.56	<u>W41.7-Sn14.7-Cs8.8-Be6.1-Li4.5-Ta4.3-U2.7-F2.6-Rb2.5-B2.1-Mo2-Pb1.2</u> Th0.6-Ba0.1-Sr0.3	+80.8 (13)
Граниты амазонитов. ЗФ, SiO ₂ 71.57	<u>Sn50-Ta25.7-Li18.2-Pb7-Rb6.6-F6.2-W5-Nb4.3-Cs3.2-U2.2-Be1.2-Mo1.2</u> B0.7-Th0.6-Sr0.1-Ba<0.1	+118.1 (14: +Nb)
Богемский массив		
<i>Требицкий массив</i>		
Дурбахиты, SiO ₂ = 60.14	<u>Cs15.5-Sn6.2-U6-Th3.9-Rb3.6-W3.3-F2.7-Pb2.4-Be2.3-B1.8-Li1.7-Ta1.2-Ba3.6</u> Mo0.7-Sr0.8	+38.3 (13)
<i>Среднечешский массив</i>		
Лампрофир SiO ₂ 41.67	U>6000, Th>4000, Rb~500, Cs~200, Li~130, Pb140, Ba3500; Ta, Be, W, F, Sn - < 10 для каждого элемента.	>10000
Дурбахиты, SiO ₂ 57.67	<u>Cs12.1-U5.7-Sn5.1-Rb3.6-Pb3.5-F2.6-W2.5-Th2.4-B2.4-Be2.2-Ta2.1-Li2-Ba3</u> Mo0.9-Sr0.9	+34.1 (13)
Гранодиориты блатенские, SiO ₂ 66.73	<u>Sn5.2-Cs4.5-Pb3.5-F1.8-Li1.8-Be1.7-Rb1.5-W1.3-B1.3-Ba3</u> Sr0.7	+13.6 (9)
Граниты ржичанские, SiO ₂ 72.24	<u>Cs9.6-Sn6.7-B6.1-Pb4.4-Li3.5-Be2.7-F1.9-Rb1.6-Sr1.4-Ba1.2</u> W0.7	+28.2 (9)
Рудные Горы		
<i>Рудные Горы, горский комплекс – ранний</i>		
Граниты ГФ, SiO ₂ 71.36	<u>Cs4.6-Sn4.3-Li3.2-W3-Be2.3-U2.3-B1.9-Pb1.8-Rb1.4-Th1.3-F1</u> Ta0.7-Ba0.6-Sr0.8	+15.8 (12)
<i>Рудные Горы, рудогорский комплекс – поздний</i>		
Лейкограниты ГФ, SiO ₂ 74.36	<u>Cs19.2-Li12-Sn11.3-W6.3-F5.4-Be3.8-Rb3.6-U3.2-Ta2.7-B2</u> Pb0.6-Th0.6-Sr0.1-Ba<0.1	+58.7 (12)
Лейкограниты ЗФ, SiO ₂ 76.62	<u>Sn33.3-W27.8-Li25-Cs16-F10-B7.1-Rb5.8-Be4.4-U4-Pb1.5</u> Th0.7-Sr0.1-Ba<0.1	+124.6 (11)

ИНК – индекс концентрации, фиксирует суммарный уровень избыточности гранитофильных редких элементов в данном граните по отношению к кларковому уровню в количествах кларков концентрации. В скобках – число участвующих в расчете ИНК гранитофильных элементов.

В табл. 2 приведена сравнительная характеристика в кларках концентрации гранитофильных элементов монцонитоидов и сопряженных с ними гранитоидов двух редкометалльных оловорудных провинций мира – выдающейся по рудной продуктивности Sn-W-U-(Pb,Zn,Ag,Au) провинции Богемского массива и Рудных Гор Центральной Европы (360-280 млн лет) и умеренной по продуктивности W-Sn-(Mo)-Be-Ta-Li провинции Центрального Забайкалья (175-145 млн лет).

В провинции Богемского массива ранний магматизм представлен крупными массивами монцосиенитов (*дурбахитов*) мантийного происхождения, резко обогащенных (34-38 кларков) всеми гранитофильными элементами, не считая тела лампрофиров с ураганскими концентрациями U и Th. С дурбахитами ассоциирует Pb-Zn и Ag, а также U высокопродуктивное оруденение (Пршибрам). Второй, более высокий уровень концентрирования гранитофилов связан с гранитами ГФ (58 кларков) и лейкогранитами ЗФ (124 кларка) рудогорского комплекса Рудных Гор, сопровождающихся высокопродуктивным Sn-W (Крупка, Циннвальд и др.), а также U (Ауэ) оруденением.

В Центральном Забайкалье многочисленные массивы монцонитов-гранодиоритов шахтаминского комплекса (9-13 кларков концентрации) сопровождаются слабой Mo и W минерализацией, лейкограниты кукульбейского комплекса (80-118 кларков) – W, Sn, Ta, Be - оруденением невысокой продуктивности.

Невысокая рудоносность Забайкалья находится в определенном противоречии с данными таблицы 2, характеризующими очень сходные максимальные кларки концентрации редких элементов в поздних рудоносных лейкогранитах обеих провинций – 118 кларков в Забайкалье и 124 кларка концентрации в Рудных Горах. Достигнутые максимальные уровни концентрирования гранитофильных элементов в поздних лейкогранитах соответствовали началу рудного сброса – редкометалльного рудообразования, который в спектрах лантаноидов поздних лейкогранитов фиксируется резким понижением концентраций всех лантаноидов [Козлов, 2009, рис. 3 и 4, с. 46-47]. Очевидно, что *продуктивность оруденения* провинций определялась как достигнутым уровнем редкометалльности рудоносных интрузий, так и их объемами. Согласно таблице 2, суммарные уровни редкометалльности гранитов ГФ Забайкалья и Рудных Гор составляют соответственно 15.5 и 58.7 кларков концентрации. При приблизительном соответствии объемов гранитов ГФ площадям их выходов (~ 250 км² в Забайкалье и 500 км² в провинции Рудных Гор), продуктивность редкометалльного оруденения в Рудных Горах значительно превышает этот показатель в Забайкалье.

Литература

Геохимия мезозойских латитов Забайкалья // Л.В.Таусон, В.С.Антипин, М.Н.Захаров, В.С.Зубков. – Новосибирск: Наука, 1984. – 215 с.

Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. – М.: Наука, 1985. – 304 с.

Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика. 2011. Т.52. №5. С.676-689.

Козлов В.Д. Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2009. Т.50. № 1. С. 38-53.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.

Соболев А.П. Мезозойские габбро-гранитные серии Северо-Востока СССР. Препринт. Часть I. Структурное положение и состав. 57с. Часть II. Генезис и рудоносность. 52 с. Магадан: СВКНИИ, 1984.

Справочник по геохимии / Под ред. Г.В.Войткевича, А.В.Кокина, А.Е.Мирошникова, В.Г.Прохорова. – М.: Недра, 1990. – 480 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 279 с.

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 232 с.

Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. – 324 с.

Tischendorf G. Variscan ensialic magmatism and metallogenesis of the Ore Mountains – modeling of the process // Hem. Erde. 1986. V.45. P.75-104.

Turekian K.K., Wedephol K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer., 1961. V.72. № 2. P. 175-192.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ МОНГОЛИИ

Коноваленко С.И., Тимко Е.Ю.

Томский государственный университет, г. Томск,

e-mail: konov@ggf.tsu.ru

Зональность является специфической чертой строения многих полей редкометалльных пегматитов мира. Она проявляется в форме закономерной смены парагенетических типов жил по мере удаления от контакта с генерирующими их гранитоидами и выражается в последовательном усложнении минерального состава, внутреннего строения и степени дифференциации вещества отдельных пегматитовых тел в указанном направлении, которое определяется как вектор фракционирования [Гордиенко, 1998]. При этом горизонтальная зональность, т.е. упорядоченное распределение различных по составу пегматитовых тел в плане рассматривается как частный случай вертикальной пространственной зональности, а объяснение проявления той и другой видят в существовании градиентного температурного поля в контуре остывающей материнской интрузии [Ферсман, 1960]. Согласно Н.А.Солодову [1971] при полной зональности в пределах редкометалльных пегматитовых полей с приближением к предполагаемому магматическому очагу наблюдается смена альбит-сподуменовых пегматитов альбитовыми, сподумен-микроклин-альбитовыми, микроклин-альбитовыми, микроклиновыми и плагиоклаз-микроклиновыми у контакта с гранитами. Приведенная схема с различной степенью редуцированности реализуется чаще всего в пределах зональных полей редкометалльных пегматитов, однако она не в полной мере отражает существующее разнообразие парагенетических типов жил. Из нее, в частности, выпали довольно распространенные во многих полях альбит-лепидолитовые пегматиты. Более полный вариант возможной зональности приведен В.В. Гордиенко [1998]. Согласно этому варианту непосредственно экзоконтактовые жилы представлены плагиоклаз-микроклиновыми телами с биотитом, которые затем сменяются плагиоклаз-микроклиновыми с мусковитом, микроклиновыми с мусковитом, микроклин-альбитовыми с мусковитом, микроклин-альбитовыми со сподуменом, сподумен-микроклин-альбитовыми, микроклин-альбитовыми со сподуменом и лепидолитом, поллуцит-сподумен-лепидолит-микроклин-альбитовыми, поллуцит-петалит-альбитовыми, лепидолит-альбитовыми и мусковит-альбитовыми. Последние завершают пегматитовую серию и сменяются высокотемпературными гидротермальными жилами кварца с бериллом, касситеритом и вольфрамитом. В рассмотренной схеме часть жил выделена на основании присутствия в них характерных второстепенных минералов, то есть не отвечает самостоятельному парагенетическому типу. С учетом этого смена парагенетических типов в зональных полях будет выглядеть так: плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, микроклиновые, микроклин-альбитовые, сподумен-микроклин-альбитовые, альбитовые, сподумен-альбитовые, лепидолит-альбитовые, мусковит-альбитовые. Объекты с подобной полнотой проявления ореольной зональности встречаются исключительно редко и в общем случае те или иные типы жил из зональности выпадают. В плане крайние, наиболее низкотемпературные жилы зональных пегматитовых полей, могут уходить на расстояние до 4-5 км от контакта с материнскими гранитами, таким же, вероятно, является и размах вертикальной зональности, хотя наблюдений подобного рода в литературе не зафиксировано.

На территории Монголии известно несколько десятков редкометалльных пегматитовых полей, однако относительно четкой пространственной зональностью обладают только немногие из них. Три таких поля являются предметом рассмотрения. Это Мандалское пегматитовое поле Баянхонгорского аймака, Унжунское пегматитовое поле Центрального аймака и поле Хух-Дель-Ула Восточно-Гобийского аймака. Наиболее четкой зональностью обладает Мандалское пегматитовое поле, расположенное на южном склоне Хангайского хребта в верховьях реки Усутуин-Гол. Оно приурочено к южному контакту крупного (более

1500 км²) Эгиндабинского массива гранит-гранодиоритовой формации позднепалеозойского возраста. Становление массива происходило в две фазы. Первую представляют биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты, вторую, слагающую большую часть массива, биотитовые и реже амфибол-биотитовые средне-мелкозернистые граниты. Последние в краевой зоне на границе с полем насыщены шпировыми пегматитами, нередко дающими переходы в гранит-аплиты. Само Мандальское поле располагается во вмещающих граниты песчано-сланцевых отложениях средне-верхнепалеозойской хангайской серии, которые метаморфизованы до фации эпидотовых амфиболитов. Зона развития пегматитов захватывает полосу шириной до 3 км и длиной 4.0-4.5 км, на абсолютных высотах от 3180 до 2430 м. Распределение жил в пределах данной полосы резконеверное. Общее их количество достигает, по-видимому, нескольких сотен (до 600). Наиболее насыщен пегматитами северо-восточный участок поля на водоразделе двух ручьев, составляющих р. Усутуин-Гол, где самые распространенные среди встреченных парагенетических типов жил – альбитовые четко объединяются в три пучка мощностью от 200 до 400 м. В пределах пучков расстояния между жилами очень небольшие (5-30 м), в то время как между пучками обычно встречаются лишь единичные тела. Менее значительное скопление пегматитов зафиксировано в СЗ части полосы.

Согласно наблюдениям в пределах Мандальского поля встречаются жилы микроклин-плагиоклазового, микроклинового, микроклин-альбитового, альбитового, сподумен-альбитового и лепидолит-альбитового парагенетических типов, т.е. практически все из свойственных обобщенному ряду зональности. Выпадают лишь сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты середины ряда и мусковит-альбитовые, завершающие пегматитовую серию.

Пегматиты плагиоклаз-микроклинового состава наблюдаются в непосредственном экзоконтакте гранитов на северо-восточном крае поля. Для них характерна жильная форма тел, слабая степень дифференциации и полное отсутствие мусковита. Вслед за ними появляются микроклиновые пегматиты, уходящие от контакта с гранитами на расстояние до 1 км. Они обычно имеют линзовидную или близкую к ней форму и мелкие размеры (от 2×10 м), но заметно лучше дифференцированы, вплоть до образования кварцевых ядер, содержат гнезда кварц-мусковитового комплекса и грязно-зеленый бесщелочной берилл.

Следующий микроклин-альбитовый тип жил выделен в какой-то степени условно. Четко выраженных его представителей не встречено. Однако в пегматитовом поле явно присутствуют переходные жилы промежуточные по составу между типичными микроклиновыми и типичными альбитовыми. Этот переход выражается появлением в пегматитах микроклинового парагенетического типа сначала отдельных гнезд аутометасоматического альбита. Гнезда постепенно трансформируются в относительно протяженные полосы, а после сливаются в сплошную зону. Параллельно растет количество мусковита. Затем проявляются и постепенно усиливаются элементы полосчатого строения, столь характерные для жил следующего альбитового типа. Вместе с тем, у пегматитов сохраняется линзовидная форма тел и не обнаруживается заметного увеличения размерности выделений минералов к центру, а тем более образования там блоковых обособлений микроклина и кварца. В этих жилах встречается уже разнообразная редкометалльная минерализация: молочно-белый Na-берилл, касситерит, минералы группы колумбита-танталита. Область развития указанных пегматитов – полоса экзоконтакта на расстоянии 1.0-1.5 км от гранитов.

Далее идут альбитовые пегматиты, самый распространенный парагенетический тип в пределах поля. Общее их количество, по-видимому, составляет несколько сотен. Это типично жильные по форме тела протяженностью от нескольких десятков до 200 метров при мощности 0.5-4.0 м. Они развиты в интервале 1.5-3.0 км от контакта с гранитами. Для пегматитов характерно четко выраженное полосчатое строение с развитием различных по составу и структуре минеральных комплексов в виде субпараллельных контакту жил полос мощностью от мм до 0.5 м и протяженностью по простиранию на многие метры. Границы

между полосами четкие, прямолинейные, но в деталях расплывчатые. Полосы слагаются следующими разновидностями пегматита:

1) Породой типа среднезернистого аплита с примерно равным соотношением кварца, альбита и микроклина и небольшой примесью мусковита (2-10%).

2) Пегматитом неравномернозернистой структуры (размер зерен 0.5-5.0 см) и сильно варьирующим соотношением микроклина и альбита. Последний чаще мелкопластинчатый сахаровидный, реже клевеландит. Мусковит может присутствовать до 10 % объема.

3) Пегматит существенно альбитового состава с небольшой примесью кварца, микроклина и мусковита. Альбит мелкопластинчатый.

Типичные акцессории альбитовых пегматитов: щелочной берилл, касситерит, колумбит-танталит, а в самых удаленных от контакта с гранитами жилах дополнительно появляется сподумен. Собственно сподумен-альбитовые пегматиты встречены на двух участках, удаленных от гранитов на расстояние 3-4 км. Общее число жил неизвестно, но вряд ли превышает один десяток. Размеры их достигают 2×200 м. Наиболее близкие к контакту сложены полосчатым сподумен-кварц-альбитовым пегматитом, в котором полосы сподумен-кварц-альбитового состава чередуются с полосами мусковит-кварц-альбитового. Кристаллы сподумена (0.5-12 см) ориентированы субперпендикулярно контакту пегматитовых тел. Такую же ориентировку имеют и вытянутые блоки микроклина (5-10%), присутствующие в составе сподумен-кварц-альбитовых полос. Более удаленные от контакта с гранитами (до 4 км) сподумен-альбитовые пегматиты вместо мусковита содержат лепидолит. Они также имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием сподумен-кварц-альбитовых и лепидолит-кварц-альбитовых полос. Самыми удаленными от гранитов (4.0-4.5 км) в пределах поля являются лепидолит-альбитовые пегматиты. Встречено 6 таких жил мощностью 0.5-2.5 м и длиной 40-50 м. Они имеют полосчатое строение и сложены преобладающим крупнозернистым кварц-клевеландитовым агрегатом с полосами мелкозернистого альбит-кварцевого или альбитового состава, пропитанными мелкочешуйчатым агрегатом лепидолита. Микроклин встречается спорадически, образуя отдельные порфирированные (до 6-10 см) выделения. Сподумен отсутствует. Типичные акцессории те же, что и в предыдущем типе: касситерит, колумбит-танталит, щелочной берилл, апатит, циркон, спессартин.

В ряду зональности пегматитов количество альбита растет от первого к четвертому типу и дальше остается примерно одинаковым. Сподумен появляется в четвертом типе, широко развит в пятом и полностью исчезает в шестом, сменяясь лепидолитом. По мере перехода от первого типа к шестому в пегматитах последовательно увеличивается объем слюд. При этом биотит сменяется сначала мусковитом, литиевым мусковитом, а затем лепидолитом. Специфической особенностью пегматитов поля является полное отсутствие в жилах турмалина.

Зональность следующего Унжувского поля редкометалльных пегматитов рассмотрена Н.В. Владыкиным и В.С. Антипиным [1976]. Согласно этим авторам пегматиты пространственно и генетически связаны с поздепалеозойскими гранитоидами Унжувского массива стандартного геохимического типа. Граниты прорывают песчано-сланцевые отложения нижнепалеозойского возраста, метаморфизуя последние до уровня эпидот-амфиболитовой, а местами и амфиболитовой фации. С удалением от контакта степень метаморфизма падает до биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Унжувский массив площадью около 25 км² слагают неравномернозернистые (средне-крупнозернистые) лейкократовые граниты, к контакту переходящие в мелкозернистые биотитовые с гнейсовидной текстурой. Пегматиты наблюдаются в экзоконтакте массива. Выделяется четыре типа пегматитовых тел: 1) биотит-олигоклаз-ортоклазовые, 2) мусковит-олигоклаз-ортоклазовые, 3) мусковит-микроклин-альбитовые, 4) лепидолит-амазонит-альбитовые.

Они последовательно сменяют друг друга с первого по четвертый по мере удаления от контакта с материнскими гранитами. В указанном направлении закономерно меняются: набор акцессорных минералов жил, типохимизм породообразующих и второстепенных

видов, геохимические характеристики пегматитов. Тем не менее, в целом зональность Унжульского поля гораздо менее полная, чем в случае Мандальского.

Еще слабее выражена зональность пегматитового поля Хух-Дель-Улы, рассмотренная В.Н. Владыкиным с соавторами [1974]. Всего там известно 25 пегматитовых жил, среди которых авторы выделяют по породообразующим и второстепенным минералам пять групп пегматитов: 1) шерл-мусковит-микроклин-альбитовые, 2) топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые с манганопатитом, 3) топаз-лепидолит-альбитовые, 4) топаз-лепидолит-альбитовые с касситеритом и бериллом, 5) эльбаит-лепидолит-альбитовые. Однако только первая группа пегматитов отличается от всех остальных по минеральному составу и может быть отнесена к самостоятельному микроклин-альбитовому парагенетическому типу. Другие являются фактически однотипными лепидолит-альбитовыми жилами с тем или иным количеством второстепенных минералов (топаза, манганопатита, берилла, касситерита, эльбаита). Материнских гранитов для пегматитов не установлено. Судя по направлению вектора фракционирования, они должны находиться к северу от области развития микроклин-альбитовых жил и, по-видимому, перекрыты среднепалеозойскими эффузивами.

Рассмотренные примеры зональности пегматитовых полей Монголии свидетельствуют об общей тенденции в развитии гранит-пегматитовых систем. Эта тенденция выражается в последовательной смене от гранитов гранит-пегматитами, олигоклаз-калишпатовыми, калишпатовыми, калишпат-альбитовыми, альбитовыми, сподумен-альбитовыми и лепидолит-альбитовыми пегматитами, что равносильно аналогичному пространственному распределению ведущей роли разных щелочей в их составе со сменой калия на натрий, а затем литий. Нарушение общей зональности и степени ее полноты может вызываться временем отделения пегматитовых расплавов от материнского очага, неоднократностью этого отделения, характером температурного поля вокруг интрузии, структурными факторами и другими причинами. Частое проявление перечисленных факторов в том или ином сочетании делает полную зональность пегматитовых полей относительно редким случаем в природных объектах, несмотря на существующую универсальность в развитии гранит-пегматитовых систем.

Литература

Владыкин Н.В., Антипин В.С. Минералого-геохимические черты зонального Унжульского пегматитового поля в Монгольской народной республике // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. – Иркутск, 1976. – С. 40-53.

Владыкин Н.В., Дорфман М.Д., Коваленко В.И. Минералогия, геохимия и генезис топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов МНР // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1974. Вып. 23. С. 6-49.

Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. –СПб.: Изд-во СПбУ, 1998. – 272 с.

Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. – М.: Наука, 1971. – 290 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 6. – 742 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Костенко Н.В.

*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, г. Киев, Украина,
e-mail: knv@univ.kiev.ua*

Геохимическая систематика гранитоидных комплексов Украинского щита (УЩ) осуществлялась путем изучения изменений средних содержаний ассоциативных групп элементов в гранитах – породах, которые, во-первых, присутствуют в составе большинства исследуемых комплексов, во-вторых, являются близкими по своим петрохимическим признакам, а в случае отсутствия таковых – среди наиболее распространенных ведущих петротипов пород отдельных комплексов. Из исследованных элементов группу сидерофильных составили Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni; группу халькофильных – Pb, Zn, Ag, Ga, Ge, Mo; группу литофильных – Sn, Nb, Zr, Sc, La, Ce, Y, Th, U, K, Na, Li, Rb, F.

Базовой величиной для проведения петрогеохимической типизации пород стали значения индикаторных отношений средних кларков концентрации (КК) трех ассоциативных групп элементов – $КК_{сид} : КК_{хальк} : КК_{лит}$, а дополнительной – индикаторные отношения $КК_{лит} : КК_{сид}$, представляющие диаметрально противоположные по характеру распределения в вертикальном разрезе земной коры выделенные ассоциации элементов. Название петрогеохимического типа гранитоидов определялось по названиям ассоциативных групп элементов, величины усредненных КК которых были выше кларковых. В тех случаях, когда КК отдельных ассоциаций элементов в ведущих петротипах гранитоидов были на уровне или ниже кларковых, отнесение их к соответствующему петрогеохимическому типу считалось условным и осуществлялось с учетом направления вектора величины КК двух ассоциативных групп элементов, значения которых были наибольшими. Для вычисления КК редких элементов для отдельных видов гранитоидов использованы таблицы кларков соответствующих типов пород А. П. Виноградова [1962] и только для скандия – данные А. А. Беуса, С.В. Григоряна [1975].

Анализ представленной таблицы показывает, что, несмотря на предварительный характер предложенной геохимической систематизации пород, тем не менее местоположение комплексов, в известной мере, соответствует их позиционному размещению в ныне действующей хроностратиграфической схеме докембрийских образований УЩ [Корреляционная..., 2004]. Это особенно подчеркивается величинами отношений $КК_{лит} : КК_{сид}$, значения которых для комплексов гранитоидных пород в большинстве случаев закономерно возрастают во времени. Отметим, что такой направленный рост значений величины $КК_{лит} : КК_{сид}$ в гранитоидных комплексах указывает на возможность использования этого отношения в качестве геохимического критерия при выяснении относительной последовательности их формирования, что является целесообразным, во-первых, когда результаты радиоизотопного датирования находятся в пределах погрешности метода анализа, а, во-вторых, когда изотопные данные возраста не являются достоверными (реперными).

По результатам проведенных исследований отмечается четкое разделение гранитоидных комплексов УЩ в целом на два петрогеохимических типа: халькофильно-сидерофильный и халькофильно-литофильный. Этот вывод подкрепляется также полученными отношениями $КК_{лит} : КК_{сид}$, которые для комплексов первого из них равны или больше единицы с вариацией в диапазоне 1.0-9.7, а для второго равны или меньше 0.9 (с диапазоном изменения 0.2-0.9). Вероятно, такое геохимическое разделение гранитоидов УЩ является результатом проявления двух крупных этапов (мегаэтапов) гранитообразования на УЩ: преимущественно ультраметаморфического, главным образом, для пород первого петрогеохимического типа, и интрузивно-магматического для второго, в связи с чем имеют место ощутимые изменения во времени как вещественного, так и микроэлементного состава пород, обусловленные, в первую очередь, типом исходного магматизма.

Таблица

Петрогеохимическая систематизация гранитоидных комплексов Украинского щита

Тип	Петро-геохимический подтип	Волинский мегаблок	Днестровско-Бугский мегаблок	Росинско-Тикичский мегаблок	Ингульский мегаблок	Среднеприднепровский мегаблок	Приазовский мегаблок	
Халькофильно-литофильный	Халькофильно-литофильный → <u>(0.6-1.3-1.9)</u> 3.2	Пержанский → <u>(0.5-1.4-2.6)</u> 5.2				Токовский → <u>(0.8-1.1-1.3)</u> 1.6	Каменноуголь-ский → <u>(0.3-1.7-2.9)</u> 9.7	
						Мокромосковский → <u>(0.6-0.8-0.9)</u> 1.5		
	Литофильно-халькофильный ← <u>(0.6-1.3-1.1)</u> 1.8	Коростенский ← <u>(0.6-1.6-1.5)</u> 2.5				Корсунь-новомиргородский ← <u>(0.7-1.4-1.2)</u> 1.7	Южнокальчик-ский ← <u>(0.5-1.5-1.3)</u> 5.0	
		Кишинский ← <u>(0.6-1.0-0.9)</u> 1.7						
		Осницкий ← <u>(0.9-1.3-1.1)</u> 1.2			Новоукраин-ский <u>(0.9-1.3-1.3)</u> 1.4			
		Житомирский <u>(0.9-1.2-1.2)</u> 1.3			Кировоград-ский ← <u>(0.8-1.3-1.1)</u> 1.2		Анадольский ← <u>(0.5-0.8-0.6)</u> 1.2	
Халькофиль-ный <u>(0.9-1.2-0.9)</u> 1.0	Букинский <u>(1.0-1.2-1.0)</u> 1.0						Хлебодаровский <u>(0.8-1.2-0.8)</u> 1.0	
				Уманский <u>(0.8-1.2-0.9)</u> 1.1			Салтычанский <u>(0.9-1.1-0.9)</u> 1.0	
Халькофильно-сидерофильный	Халькофильно-сидерофиль-ный ← <u>(1.3-1.0-0.8)</u> 0.6	Шереметьев-ский ← <u>(1.5-1.3-1.3)</u> 0.9	Бердичевский ← <u>(2.2-1.2-0.8)</u> 0.7	Гайсинский ← <u>(0.9-0.7-0.6)</u> 0.7		Демури-нский ← <u>(1.0-0.9-0.8)</u> 0.8		
			Литинский <u>(1.0-1.0-0.6)</u> 0.6	Звенигородский ← <u>(0.7-0.6-0.5)</u> 0.7				
				Тетиевский ← <u>(1.7-1.2-0.7)</u> 0.4				
	Сидерофиль-ный ← <u>(1.2-0.9-0.6)</u> 0.5						Днепропетровский ← <u>(1.1-0.9-0.6)</u> 0.6	Обиточненский ← <u>(1.1-1.0-0.8)</u> 0.8
							Саксаганский ← <u>(1.2-0.8-0.6)</u> 0.5	Токмакский ← <u>(1.1-1.0-0.7)</u> 0.6
			Гайворонский ← <u>(1.3-0.8-0.5)</u> 0.4			Ингулецкий ← <u>(1.4-0.9-0.6)</u> 0.4	Сурский ← <u>(1.4-1.0-0.7)</u> 0.5	Шевченковский ← <u>(1.1-0.7-0.5)</u> 0.5

Примечания: 1. Числа в числителе – индикаторные отношения КК сидерофильной, халькофильной и литофильной, а в знаменателе – литофильной и сидерофильной ассоциаций элементов соответственно. 2. Вектором обозначено направление возрастания величин отношения КК двух групп элементов, для которых эти значения являются наибольшими.

Так, для раннего мегаэтапа характерны в основном породы плагиогранитоидного ряда (диориты, кварцевые диориты, эндебиты, тоналиты, плагиограниты), часто ассоциирующие с чарнокитами. Более поздний мегаэтап становления гранитоидных комплексов, который, по нашему мнению, в основном связан с процессами ТМА калиевой специализации, характеризуется появлением среди их разновидностей интрузивных по своему происхождению гранодиоритов, гранитов на его ранних стадиях и субщелочных пород – монцонитов, сиенитов, граносиенитов, субщелочных гранитов – на поздних.

Породные ряды гранитоидов выделенных мегаэтапов свидетельствуют о том, что они являются соответствующими дериватами основно-средних (для первого из них) и кислосубщелочных (для второго) магм. Наличие двух крупных этапов гранитообразования подтверждается также петрохимическими характеристиками гранитоидных комплексов УЩ [Петрогеохимия..., 2003], которые также четко отличаются между собой. Тем самым подтверждается двухэтапный характер геохимической дифференциации гранитно-метаморфической оболочки земной коры УЩ: достабиллизационный, с преимущественно фемическим профилем специализации, и стабилизационный – с сиалическим. Если для гранитоидов первого этапа еще характерна связь с породами субстрата, то для пород второго она практически утеряна. Это позволяет говорить об отсутствии геохимической унаследованности между выделенными основными петрогеохимическими типами гранитоидных комплексов: халькофильно-сидерофильным и халькофильно-литофильным.

Учитывая значительное распространение гранитоидов на территории УЩ (до 75 %) и геохимически родственных с ними гнейсов, сланцев кислого и среднего составов (до 15,3 %) [Кулиш, Горлицкий, 1989], опираясь на петрогеохимическую типизацию гранитоидных комплексов, можно провести районирование его гранитно-метаморфической оболочки. Исходя из геохимической дифференцированности земной коры в пределах щита, можно предварительно выделить две геохимические провинции – слабо дифференцированную халькофильно-сидерофильную и сильно дифференцированную халькофильно-литофильную, имеющие региональное распространение и характеризующиеся соответствующими ассоциациями редких элементов.

Следующей таксономической единицей при геохимическом районировании УЩ может быть субпровинция, которую целесообразно выделять в пределах конкретной провинции, а их число предлагается ограничить количеством выделенных петрогеохимических подтипов (табл.).

Приведенную схему петрогеохимической систематизации гранитоидных комплексов УЩ следует считать одной из первых попыток произвести их разделение на количественном уровне с привлечением геохимических критериев. С поступлением новой аналитической информации она будет уточняться.

Литература

Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975. – 280 с.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.

Корреляционная хроностратиграфическая схема раннего докембрия Украинского щита. Пояснительная записка (на укр. языке). – Киев: УкрГГРИ, 2004. – 21 с.

Кулиш Е. А., Горлицкий Б. А. Петрохимия докембрийских комплексов Украинского и Алданского щитов. – Киев: Наукова думка, 1989. – 192 с.

Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита и некоторые аспекты их практического использования (на укр. языке) / М. И. Толстой, Ю. Л. Гасанов, Н.В. Костенко и др. – Киев: ИПЦ Киевский ун-т, 2003. – 329 с.

АСТЕНОСФЕРНЫЙ И ЛИТОСФЕРНЫЙ ИСТОЧНИКИ КИМБЕРЛИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

**Костровицкий¹ С.И., Соловьева² Л.В., Яковлев¹ Д.А., Калашникова¹ Т.В.,
Эсенкулова¹ С.А.**

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: serkost@igc.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Широкий диапазон изменчивости химического состава кимберлитов, а с другой стороны, устойчивые различия в составе кимберлитов, выполняющих отдельные трубки, кусты трубок и даже поля трубок, явились основанием для разработки петрохимической классификации кимберлитов [Костровицкий и др., 2007]. Было выделено 5 петрохимических типов кимберлитов, различающихся по содержанию FeO, TiO₂, K₂O, в том числе два основных для алмазоносных кимберлитовых полей – высокомагнезиальный и магнезиально-железистый. Характерно, что кимберлиты разных петрохимических типов отличаются по минеральному составу. В тяжелой фракции высокомагнезиальных кимберлитов доминируют гранаты и шпинелиды и практически отсутствует низко-Sr мегакристаллическая ассоциация минералов. Во фракции магнезиально-железистых кимберлитов преобладает пикроильменит.

В координатах (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ – εNd изотопные характеристики кимберлитов и родственных пород Якутской провинции отвечают (рис. 1) таковым для изученных ранее кимберлитов из разных провинций Мира [Smith, 1983] – большинство точек изотопных составов попадает в область слабо истощенной мантии, отвечающей источнику PERMA. График показывает, что имеются два направления отклонения от данного источника: 1) в сторону возрастания изотопного ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения от 0.703-0.704 до 0.709-0.710; 2) в сторону отрицательных значений εNd. Первое отклонение обусловлено, на наш взгляд, доминирующей ролью гидротермально-метасоматических процессов карбонатизации и серпентинизации, специфика воздействия которых связана с вмещающими породами существенно

карбонатного состава. Отклонение изотопных данных по εNd в сторону отрицательных значений, обнаруженное для кимберлитов Прианабарья, возможно, связано с тем, что в их формировании более заметную роль сыграл более обогащенный литосферный источник мантии. Об этом свидетельствуют гистограммы распределения εNd, построенные зарубежными исследователями для мантийных пород [Pearson et al, 1995]. Из гистограмм видно, что

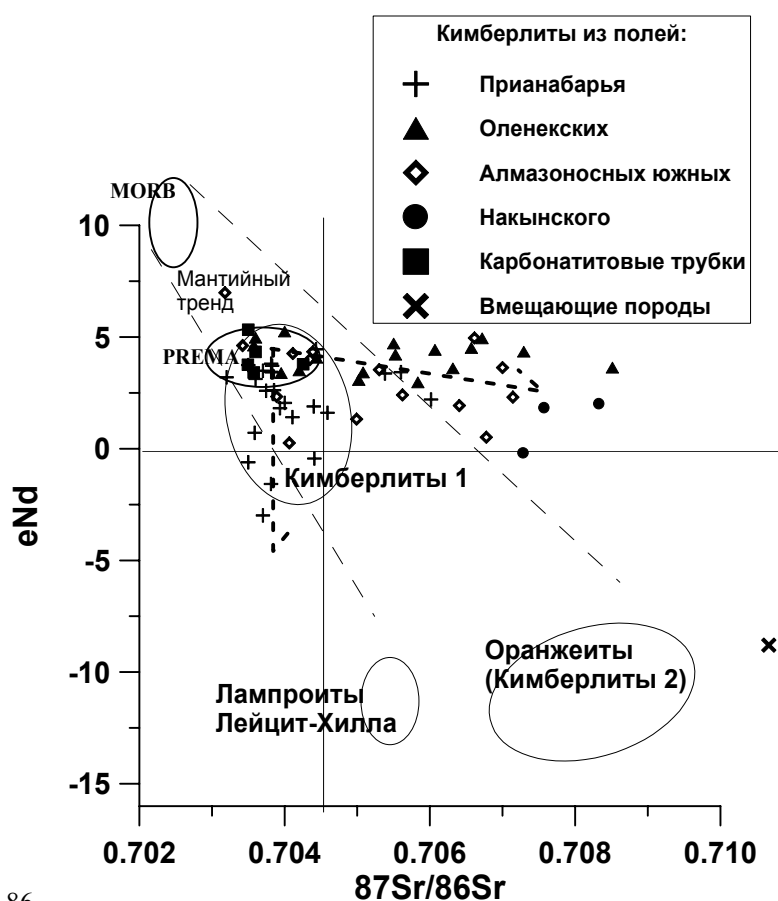


Рис. 1. График изотопных составов для кимберлитов и родственных пород разных полей Якутской провинции в координатах (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ – εNd. Поля составов для кимберлитов и лампроитов приведены по данным из работ [Smith, 1983; Mitchell, 1986; Tainton, McKenzie, 1994].

низкотемпературным перидотитам, которыми сложена большая часть литосферной мантии под кратонами, соответствуют, в основном, отрицательные значения величины ϵNd .

Изучение микроэлементного состава и Sr-Nd систематики для кимберлитов и родственных пород из разных кимберлитовых полей Сибирской платформы позволило сделать вывод о существовании самостоятельных мантийных источников для петрогенных и редких некогерентных элементов кимберлитов (Костровицкий и др., 2007), соответственно, литосферного и астеносферного. Такое заключение было основано на факте отсутствия корреляции между изотопно-геохимическими и петрохимическими параметрами [Костровицкий и др., 2007]. Отсюда последовало предположение о том, что мощный поток флюида из астеносферного источника при подъеме в условиях гетерогенной литосферы провоцировал образование локальных кимберлитовых очагов, которые, собственно, и обусловили образование контрастных петрохимических типов кимберлитов. При этом геохимическая специализация кимберлитов обязана, в основном, единому (для всех трубок поля, а возможно, даже для нескольких полей одного возраста) астеносферному флюиду, который, как правило, резко доминировал в редкоэлементном балансе гибридного расплава очага.

В формировании макрокомпонентного состава кимберлитов, помимо расплава, немаловажное, иногда ведущее значение, имел обломочный макрокристалльный материал литосферного происхождения. Максимальное значение литосферный источник приобретает при формировании высокомагнезиального типа кимберлитов, нередко оказывающихся и алмазонасными. Например, в трубке Интернациональная встречаются разновидности порфиривого кимберлита, в котором макро-мегакристы, представленные обломками мегакристаллических дунит-гарцбургитов, занимают 40-60% от объема кимберлита. К такому же выводу мы приходим и при рассмотрении особенностей состава брекчиевых и массивных кимберлитов, слагающих трубочные и даечные тела Куойкского поля, и в частности, трубку Обнаженная. Брекчиевые по сравнению с массивными разновидностями кимберлиты характеризуются более высоким содержанием SiO_2 , MgO и более низким CaO и CO_2 (рис. 2).

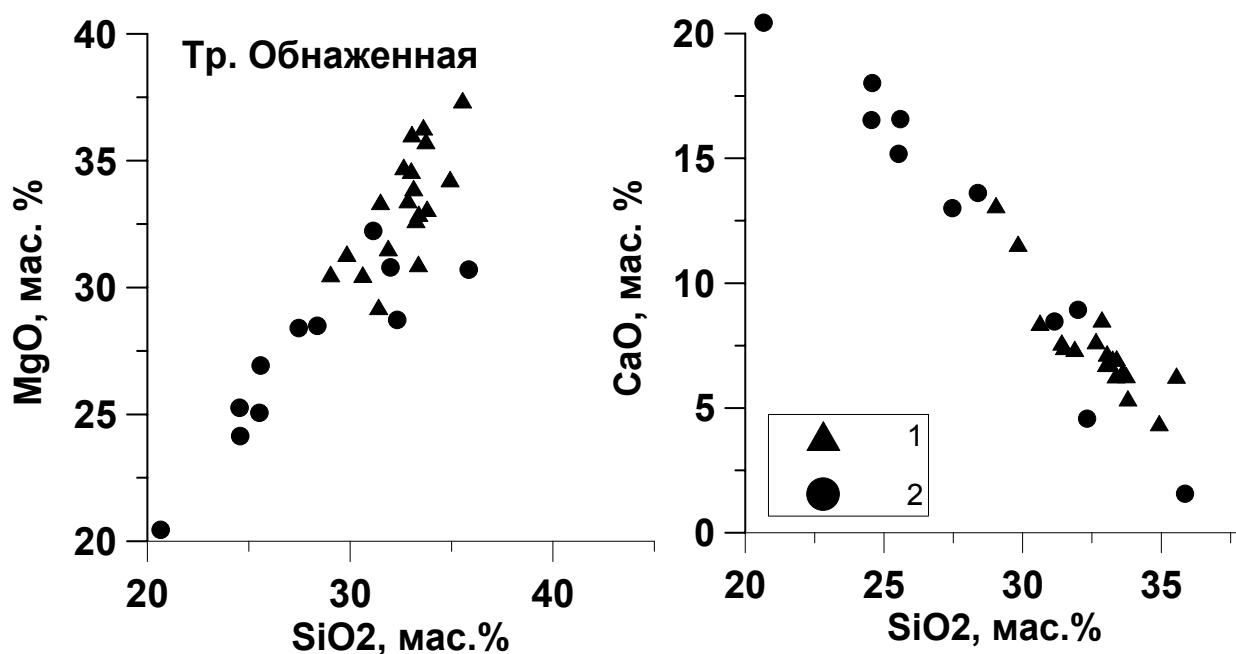


Рис. 2. Корреляционные графики зависимости породообразующих оксидов для кимберлитов трубки Обнаженная. 1 – кимберлитовая брекчия; 2 – массивный порфиристый кимберлит.

Начало формирования брекчий, по-видимому, следует отнести к моменту прохождения кимберлитовым расплавом-флюидом литосферной мантии и связано с процессами

дезинтеграции, захвата и контаминации ее пород. В результате этих процессов магнезиальность кимберлитовых пород, слагающих трубку Обнаженная, существенным образом повысилась.

Как правило, макрокристы оливина (Ol) по составу демонстрируют двухвершинный тип гистограмм [Костровицкий, 1986]. Считается, что Ol с более магнезиальным составом (91-94% Fo) появился за счет дезинтеграции в целом высокомагнезиальной литосферной мантии, а Ol с более железистым составом (86-90% Fo) кристаллизовался из первичного кимберлитового расплава. Соотношение высоко-Mg и относительно низко-Mg оливинов в кимберлитах разных трубок и даже в пределах одной трубки, но в разных структурно-текстурных разновидностях кимберлитов, широко варьирует – от 50 до 100% только высоко-Mg оливина [Костровицкий, 1986]. На наш взгляд, именно соотношение оливинов разного состава может служить в определенной мере показателем степени обогащенности или «засоренности» кимберлитового расплава ксеногенным материалом. Приближенный характер оценки засорения связан с тем, что этот показатель не учитывает количество уже контаминированного расплава ксеногенного материала. Соотношение оливинов может лишь качественно указывать на масштаб происшедшей контаминации. Соотношение оливинов четко коррелируется и с химическим составом породы, и с содержанием пикроильменита в кимберлите. При повышенной концентрации FeO_{total} в кимберлитах относительное количество высоко-Mg оливина заметно снижается; содержание пикроильменита в высокомагнезиальных кимберлитах падает до нуля.

Происхождение низко-Cr мегакристной ассоциации минералов связывается с астеносферным расплавом [Boyd, Nixon, 1975], который, в свою очередь, послужил основой для формирования первичного кимберлитового расплава. Об этом свидетельствуют близость изотопных Sr-Nd систематик, возрастных характеристик для мегакристов и кимберлитов, модельные расчеты состава исходного материнского расплава для мегакристов граната [Костровицкий и др., 2008; Соловьева и др., 2008; Nowell et al, 2004]. Если принять за начало становления кимберлитов кристаллизацию мегакристной ассоциации минералов, а за конец – кристаллизацию оливина основной массы, то эволюция состава кимберлитового расплава будет выглядеть, как происходящая в направлении повышения его магнезиальности. Этот аномальный тренд развития магматического расплава может быть объяснен только непрерывно происходящим процессом контаминации высокомагнезиальными породами литосферной мантии.

Изучение минералов низко-Cr мегакристной ассоциации – пикроильменита и граната показывает [Костровицкий и др., 2007; Костровицкий и др., 2012], что их состав эволюционировал в сторону возрастания содержания MgO и Cr_2O_3 , что явилось отражением проявления процесса контаминации обломочного материала из высоко-Mg, высоко-Cr литосферной мантии. При росте содержания хрома в гранатах распределение REE на графиках начинает приобретать синусоидальную форму.

Таким образом, как химический и микроэлементный состав кимберлитовых пород, так и составы содержащихся в них мегакристов свидетельствуют об участии в их формировании (кристаллизации) двух мантийных источников – литосферного и астеносферного.

Проявления кимберлитового вулканизма нами рассматриваются, как каналы прорыва астеносферного расплава-флюида через литосферную мантию к поверхности Земли, сопровождающегося дезинтеграцией и частичной контаминацией пород мантии. Возникновение разных петрохимических типов кимберлита, возможно, связано разным соотношению флюидной и расплавной частей астеносферного источника и обусловленной этой причиной разному объему захваченного обломочного материала литосферной мантии. Высокомагнезиальный тип кимберлита формировался при прорыве преимущественно флюидной части астеносферы, производящей более интенсивную дезинтеграцию и последующий захват обломочного литосферного материала. В образовании магнезиально-железистого типа кимберлита участвовали как флюидная, так и расплавная части

астеносферного вещества. Расплавная часть объясняет и повышенное содержание в кимберлитах FeO, TiO₂, и наличие в них мегакристных оливина, граната и пикроильменита.

Исследование выполнено при поддержке Интеграционных проектов № 27.1, №59 и №115.

Литература

Костровицкий С. И. Геохимические особенности минералов кимберлитов. – Новосибирск: Наука. 1986. – 263 с.

Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350-371.

Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Горнова М.А., Алымова Н.В., Яковлев Д.А. О происхождении мегакристов граната из кимберлитов // Доклады Академии наук. 2008. Т. 420. № 2. С. 225-230.

Костровицкий С.И., Суворова Л.Ф., Яковлев Д.А. Эволюция состава пикроильменита из кимберлитовых трубок Якутии. Тезисы Всес. Сопещения «Современные проблемы геохимии» (настоящий сборник). 2012. Иркутск: Институт геохимии СО РАН.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281-301.

Boyd F.R., Nixon P.H. Origin of the ultramafic nodules from some kimberlites of Northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. In: Physics and Chemistry of the Earth. New York: Pergamon Press. 1975. V. 9. P. 431-454.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. – New York, Plenum Press, 1986. – 442 p.

Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B. and Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // Journal of Petrology. 2004. V. 45. N. 5. P. 1583-1612.

Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N. P., Shimizu. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for the thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // Geochem. Et Cosmochimica Acta. 1995. V 59 (5). P. 959-977.

Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of African Cretaceous kimberlite // Nature, 1983. V. 304. P. 51-54.

Tainton K.M., McKenzie D., The generation of kimberlites, lamproites, and their source rocks // Journal of Petrology, 1994. V.35. P. 787-817.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПИКРОИЛЬМЕНИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЯКУТИИ

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: serkost@igc.irk.ru*

Происхождение пикроильменита (Pm) – одного из ведущих типоморфных минералов кимберлитовых пород – до сих пор является предметом дискуссий. Обсуждаются разные точки зрения, в том числе за счет дезинтеграции ильменитсодержащих пород литосферной мантии [Гаранин и др., 1984; Robles-Cruz et al., 2009], как результат кристаллизации в астеносферном слое [Boyd, Nixon, 1975], в результате процессов кристаллизации, сопряженных с процессами формирования кимберлитов [Алымова и др., 2004; Костровицкий 1986; Костровицкий и др., 2006; Nowell et al, 2004]. Как правило, Pm встречается в виде мономинеральных образований (макро-, мегакристов, микрофенокристов), чрезвычайно редко содержащих сингенетичные микровключения других минералов, что ограничивает возможности исследования генезиса этого минерала. Наиболее доказательная аргументация при выяснении их генезиса обеспечивается изучением широких вариаций состава общей совокупности зерен Pm, неоднородности отдельных макро-, мегакристов.

Нами было изучено распределение состава Pm из разных трубок Малоботуобинского поля, в том числе из трубок Мир, Интернациональная, им. 23 съезда КПСС, Дачная, Таежная, Амакинская, Аномалия 21. Характерной особенностью кимберлитов Малоботуобинского поля является присутствие, наряду с распространенным парамагнитным, ферримагнитного при комнатной температуре Pm с содержанием гематитового компонента более 10 мол. % [Францессон, 1968; Гаранин, Кудрявцева, 1979; Гаранин, 1980]. При этом диапазон вариаций химического состава парамагнитного Pm для всех трубок Малоботуобинского поля один и тот же [Гаранин и др., 1984]. Ильмениты из разных трубок Малоботуобинского поля близки и по усредненному химическому составу [Илупин и др., 1974].

Рассмотренный материал позволяет выделить 4 этапа (стадии) образования макро-, мегакристов Pm: 1) астеносферный; 2) литосферный (время прохождения, восхождения кимберлитового расплава, содержащего макрокристы Pm, через литосферную мантию); 3) диатремный и 4) заключительный, приповерхностный (кристаллизация Pm основной массы).

Предполагается, что начальный этап кристаллизации Pm произошел в астеносферном слое [Boyd, Nixon, 1975] совместно с другими мегакристными минералами низко-St ассоциации. Модельный расчет расплава, из которого кристаллизовались мегакристы граната (Grt) и клинопироксена (Cpx) [Соловьева и др., 2008] показывает, что этот расплав отвечал составу щелочного базальтоида, характеризующейся относительно высокой железистостью и низкой хромистостью.

Литосферный этап эволюции состава Pm оказался отраженным, в первую очередь, на изменении содержания Cr_2O_3 , а также, возможно, и содержания MgO в сторону их возрастания. Pm является чутким индикатором химического состава расплава, в котором он находится (из которого он кристаллизуется, или субсолидусно перекристаллизуется). Кимберлитовый расплав-флюид по мере восхождения через литосферную мантию дезинтегрирует породы литосферной мантии, насыщается его высоко-Mg высоко-St обломочным материалом и частично его контаминирует.

О третьем этапе эволюции состава Pm свидетельствуют, с одной стороны, особенности распределения состава Pm в координатах MgO- Cr_2O_3 , четко выраженные в графиках, получивших название «Parabola Haggerty» (рис. 1); а с другой стороны, фазовая неоднородность самих зерен. Особенностью параболического распределения является наличие на соответствующих графиках симметричных двух ветвей – низко-Mg и высоко-Mg, с идентичным переменным содержанием Cr_2O_3 .

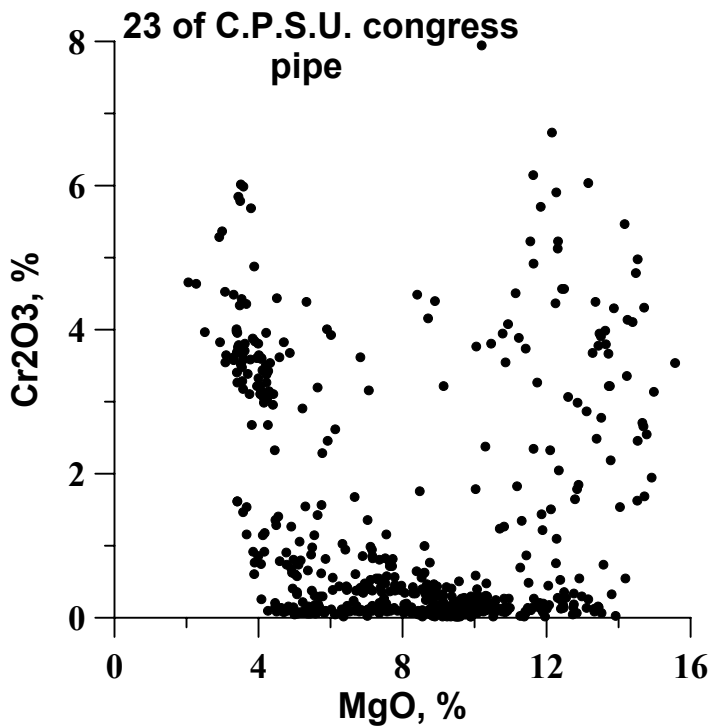
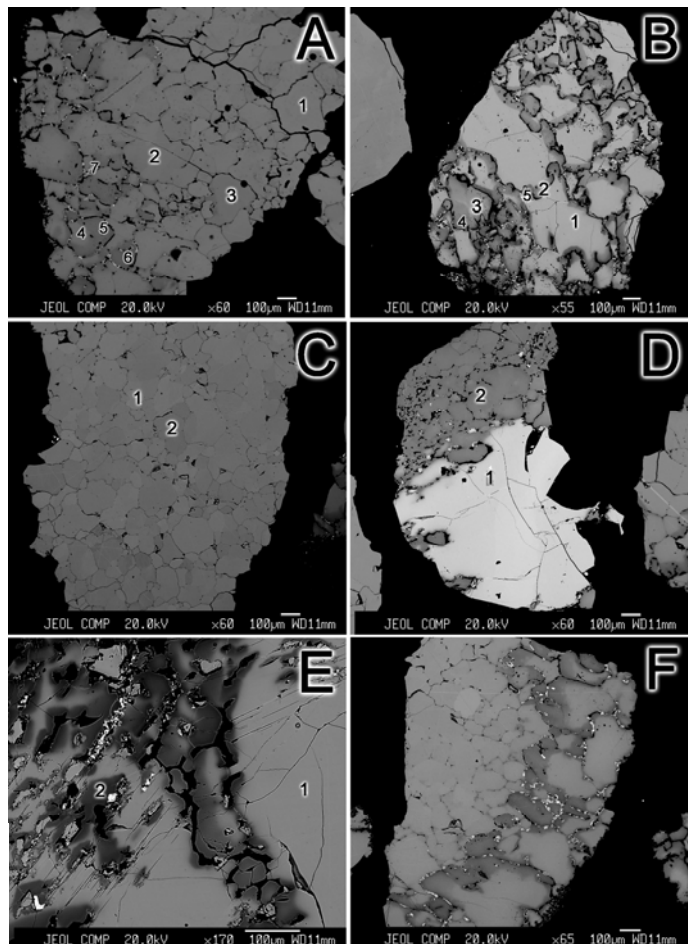


Рис. 1. Распределение состава Птм на графике MgO-Cr₂O₃, названное параболой Хагерти [Haggerty, 1975].

Высоко-Mg ветвь параболы отражает, на наш взгляд, процесс вторичной субсолидусной перекристаллизации Птм, вызванного изменением окислительно-восстановительного потенциала кимберлитового расплава, который, возможно, произошел уже в коровых условиях.

Изучение фазовых неоднородностей Птм дает объяснение, каким образом происходит изменение составов. Фазовая неоднородность макрокристов Птм выражена в образовании относительно высоко-Mg по составу кайм шириной до 100 мкм [Гаранин и др., 1984; Agee et al., 1980] и в более существенном изменении состава, связанного с процессом грануляции и сопровождающей ее субсолидусной полной или частичной перекристаллизации отдельных гранул, — чаще, в периферийных зонах макрокристов (рис. 2). Грануляция и перекристаллизация были вызваны изменением P-T-fO₂ параметров расплава (фугитивности в сторону большей окисленности) при его дальнейшем восхождении. Субсолидусная

Рис. 2. Фотографии в СОМРО отдельных полигранулярных зерен Птм из трубки Мир



Следует заметить, что, кроме параболического распределения состава Птм (которое характерно для трубок Малоботуобинского поля), встречаются и другие типы распределения на графике MgO-Cr₂O₃, например, ступенчатое, при котором каждая из ступеней фиксирует изменение содержания MgO на определенном интервале, при постоянном Cr₂O₃ (характерно для трубок Малоботуобинского поля [Костровицкий и др., 2006]).

Возникновение двух ветвей параболы мы объясняем следующим образом.

Низко-Mg ветвь отражает распределение составов Птм, происходящее в процессе их первичной кристаллизации в астеносферном слое и при восхождении кимберлитового расплава-флюида астеносферного происхождения через литосферную мантию и, таким образом, включает первых два этапа эволюции состава Птм.

перекристаллизация Ilm, ускоренная процессом грануляции, сопровождалась частичным выносом окисленного Fe, Ti и Mn и соответствующим возрастанием его магнезиальности. В интерстициях отдельных гранул полигранулярных зерен, а также на периферии высоко-Mg кайм макрокристаллов обнаруживаются такие минеральные фазы, как титаномагнетит, Mn-содержащий пикроильменит, рутил. Особенностью этого процесса является то, что содержание Cr_2O_3 в макрокристаллах Ilm, судя

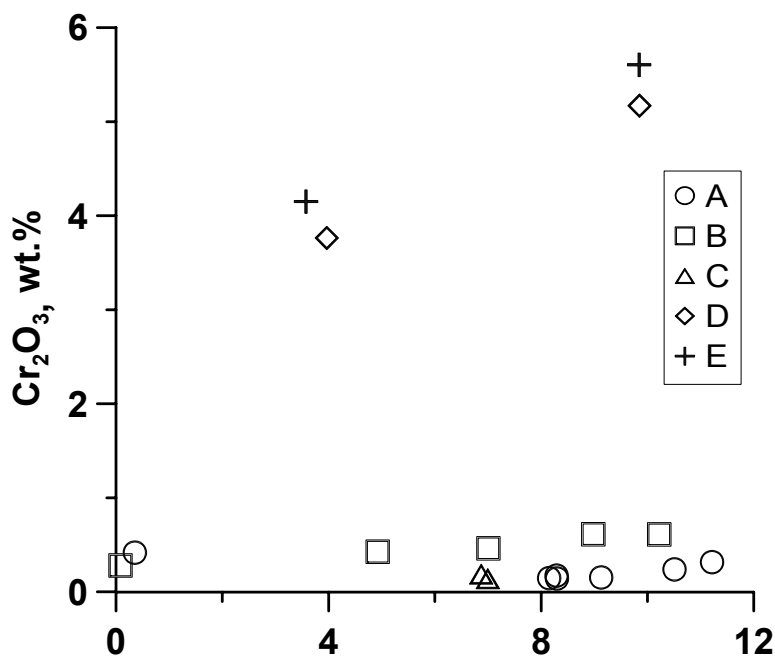


Рис. 3. График состава отдельных зерен ильменита в координатах MgO-Cr₂O₃. Содержание Cr₂O₃ остается неизменным или меняется незначительно при заметном изменении MgO.

по графику MgO-Cr₂O₃ (рис. 3), оставалось неизменным или изменялось незначительно. Согласно экспериментам [Green, Sobolev, 1975] пикроильменит относится к минералам, чутко реагирующим на изменение состава кристаллизующейся среды. И это указывает на отсутствие заметных изменений в составе кимберлитового расплава во время процесса субсолидусной перекристаллизации находящегося в нем Ilm.

Изменение только магнезиальности зерен Ilm при неизменном содержании Cr₂O₃ и обусловило распределение составов, отраженное на графиках «Parabola Haggerty».

Заключительный, четвертый этап кристаллизации (возможно, субсолидусной перекристаллизации мелких зерен) представлен Ilm основной массы. Отличительные особенности его состава –

максимально высокое содержание MgO (до 15%) и низкое содержание Al₂O₃ (как правило, менее 0.3 %) в Ilm из кимберлитов трубки Мир свидетельствуют о процессе, вызванном дальнейшим возрастанием окислительного потенциала и значительным выпадением в результате этого из расплава магнетита и, возможно, глиноземистой шпинели. Высокая магнезиальность остаточного расплава обусловила соответствующий состав кристаллизующегося Ilm. Не исключено, что этот этап совпал с началом процесса позднемагматической серпентинизации кимберлитов. Более высокое содержание MgO в Ilm основной массы по сравнению с макро-, мегакристаллами Ilm подтверждается и литературными данными [Благулькина и др., 1975; Voctor, Boyd, 1980; Pasteris, 1980].

Исследование выполнено при поддержке Интеграционных проектов №27.1, №59 и №115.

Литература

Алымова Н.В., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П. Пикроильменит из кимберлитов Далдынского поля (Якутия) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 6. С. 799-802.

Благулькина В.А., Губанов В.А., Уманен В.Н., Футергендлер СИ. Микрокристаллы ильменита из кимберлитов Лучаканского района. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. – Л.: Наука. 1975. С. 11-18.

Гаранин В.К. Типоморфизм состава и магнитных свойств, ильменита Малоботубинского и Далдыно-Алакитского кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции. – М.: ВИНТИ. 1980. № 4041-80. Деп. 9 с.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Некоторые зависимости «состав-структура-свойства» для ильменита из кимберлитов Якутии и их минералогическое значение // Записки ВМО. 1979. Ч. 108. Вып. 1. С. 38-47.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. – М.: Изд-во МГУ. 1984. – 240с.

Илупин И.П., Милашев В.А., Томановская Ю.И., Евдокимов А.Н. Ильменит из кимберлитов Якутии. В кн.: Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений. – Л.: изд. НИИГА. 1974. С. 5-29.

Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов кимберлитов. – Новосибирск: Наука. 1986. – 263 с.

Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов И.В., Иванов А.С., Серов В.П. Особенности химического состава пикроильменита из алмазоносных полей Якутской провинции // Доклады Академии наук. 2006. Т. 406. № 3. С. 350-354.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281-301.

Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. – М.: Недра. 1968. – 200 с.

Agee J.J., Garrison J.R., Ir, and Taylor L.A. Pelrogenesis of oxide minerals in kimberlite, Elliot County, Kentucky. // Amer. Mineral. 1982. V. 67. P. 28-42.

Boctor N.Z., Boyd F.R. Oxide minerals in the Liqhpobong kimberlite, Lesotho // Amer. Mineral. 1980. V. 65. P. 631-638.

Boyd F.R., Nixon P.H. (1975) Origin of the ultramafic nodules from some kimberlites of Northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. In: Physics and Chemistry of the Earth. – New York: Pergamon Press. V. 9, 431-454.

Green D.H., Sobolev N.V. Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlitic assemblages. Contrib. // Mineral. Petrol. 1975. V. 50. P. 217-229.

Haggerty S.E. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlite // Physics and chemistry of the Earth. New York. 1975. V. 9. P. 227-243.

Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B. and Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // J. of Petrology. 2004. V. 45. N. 5. P. 1583-1612.

Pasteris J.D. The significance of groundmass ilmenite and megacryst ilmenite in kimberlites. // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 75. N 4. P. 315-325.

Robles-Cruz S. E., Watangua M., Isidoro L., Melgarejo J.C., Galí S. and Olimpio A. Contrasting compositions and textures of ilmenite in the Catoca kimberlite, Angola, and implications in exploration for diamond // Lithos. 2009. V. 112S. P. 966-975.

РАННЕМЕЛОВОЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ СИХОТЭ-АЛИНЯ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

**Крук¹ Н.Н., Голозубов² В.В., Гвоздев² В.И., Ковач³ В.П., Загорная³ Н.Ю.,
Москаленко² Е.Ю.**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail:kruk@igm.nsc.ru*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail:golozubov@fegi.ru*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,
e-mail:v.kovach@mail.ru*

Позднемезозойский этап геологической эволюции Тихоокеанской окраины Азии характеризовался сочетанием надсубдукционных и трансформных геодинамических режимов, либо сменявших друг друга во времени, либо одновременно существовавших на разноориентированных (характеризующихся различными углами между направлением движения океанической плиты и простираемостью границы «континент-океан») отрезках протяженного окраинно-континентального пояса [Ханчук и др., 1997; Геодинамика..., 2006]. Наиболее масштабным и хорошо изученным на сегодняшний день является раннемеловой этап геологической истории Восточной Азии, с которым связано формирование масштабного Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса [Тихоокеанская..., 1991; Геодинамика..., 2006], а также формирование крупных синсдвиговых осадочных бассейнов и проявления специфического базальтового и андезитового вулканизма [Голозубов, Ли Донг-У, 1997; Голозубов и др., 2000; Симаненко и др., 2006 и др.].

Геологические комплексы, связанные с обстановкой трансформного тектогенеза, формировались в Сихотэ-Алине в течение всего раннего мела. Для этого этапа достаточно четко выделяются две стадии, различны как по характеру осадконакопления и стилю тектонических напряжений, так и по характеристикам ассоциирующего магматизма.

Ранняя (берриас-барремская) стадия характеризовалась сдвиговыми перемещениями вдоль зоны Центрально-Сихотэ-Алинского разлома [Иванов, 1972; Ханчук и др., 1997], широким развитием надвиговых деформаций в сопряженных и оперяющих разломных зонах, проявлением интенсивной складчатости на окраине континента (Самаркинский террейн юрской аккреционной призмы) и практически полным отсутствием вулканизма. Для этой стадии был характерен «лавинный» характер седиментации вдоль границы «континент-океан». Именно этому времени отвечало формирование Журавлевского турбидитового бассейна, скорость седиментации в котором по данным [Лисицын, 1988; Голозубов, Ханчук, 1995] достигала 500 м/млн лет. Одновременно вдоль края континента формировались цепочки крупных интрузий с возрастом 130-140 млн лет, сложенных высокоглиноземистыми гранитоидами хунгарийской серии [Изох и др., 1967; Тихоокеанская..., 1991], локализованных, главным образом, в пределах Самаркинского террейна к западу от зоны Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Для второй (апт-альбской) стадии было характерно резкое усиление тектонической активности (в первую очередь – сдвиговых перемещений в зонах Центрально-Сихотэ-Алинского и Партизанского разломов), заложение на краю континента локальных осадочных бассейнов типа pull-apart (Партизанский, Алчанский и др.), приуроченных к изгибам крупных сдвиговых структур. Активная седиментация в этих бассейнах сопровождалась проявлением небольших объемов специфического базальт-андезит-риолитового вулканизма, сочетающего геохимические характеристики пород надсубдукционного и внутриплитного генезиса. Синхронно с этими процессами в Сихотэ-Алине фиксируется мощный всплеск интрузивного магматизма, проявления которого известны в пределах как Самаркинской аккреционной призмы, так и Журавлевского турбидитового бассейна. Гранитоидные и

габбро-гранитные интрузии этого рубежа, имеющие возраст 110-95 млн лет, были объединены Э.П. Изохом [Изох и др., 1967] в татибинскую серию, а позднее расчленены на ряд самостоятельных комплексов (татибинский, березовско-араратский, успенский, бачелазский и т.д.).

Состав гранитоидов берриас-барремского возраста однотипен для всей изученной территории. Они соответствуют «автономной» (без базитовых предшественников) унимодальной меланогранит-гранитной ассоциации нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.0-7.5$ мас. %) с существенно калиевой специализацией щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.0-1.4$). Породы характеризуются повышенной глиноземистостью ($A/\text{CNK} > 1.1$), умеренной железистостью ($\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO} = 0.65-0.83$), низкими содержаниями кальция и относятся к высокоглиноземистым гранитоидам по [Изох, 1965] или гранитодам S-типа по [Chappel, White, 1974]. Редкоэлементный состав пород (Rb 150-180 г/т; Sr 120-200 г/т; Ba 450-600 г/т; Y 20-25 г/т; Zr 190-240 г/т; Th 10-15 г/т; U 2-4 г/т; $\Sigma \text{PЗЭ} = 130-160$ г/т; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 8-10$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45-0.6$) также типичен для гранитоидов S-типа [Whalen et al., 1987]. Изотопный состав Nd в гранитоидах ($\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = -2 \dots -3$; $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2) \approx 1.1$ млрд лет) сопоставим с изотопными характеристиками вмещающих осадочных толщ Самаркинского террейна. Таким образом, для берриас-барремской стадии эволюции активной континентальной окраины Сихотэ-Алиня ведущим механизмом формирования гранитоидов являлось анатектическое плавление осадочных пород Самаркинской аккреционной призмы.

Апт-альбские гранитоиды Сихотэ-Алиня характеризуются гораздо более широкими вариациями состава и разнообразием петрогеохимических типов.

Большинство интрузий, локализованных в пределах Самаркинского блока, представлены породами гранодиорит-гранитной ассоциации нормальной щелочности с калий-натриевой специализацией щелочей (отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ изменяется от 0.5-0.9 в гранодиоритах до 1-1.2 в гранитах). Гранитоиды насыщены глиноземом ($A/\text{CNK} = 0.9-1.05$), имеют повышенные, в сравнении с берриас-барремскими гранитоидами, содержания кальция и фемических элементов, являясь по петрохимическому составу промежуточными между породами I и S-типов (по [Chappel, White, 1974]). Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется более низкими концентрациями Rb (110-130 г/т), Ba (250-400 г/т), Y (10-20 г/т), Zr (110-180 г/т), повышенными содержаниями Sr (300-400 г/т), более крутыми спектрами распределения PЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 12-15$) при близких их суммарных содержаниях (120-170 г/т), менее выраженной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6-0.8$). Изотопный состав (Nd в гранитоидах ($\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = -0 \dots -1$; $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2) = 0.88-1.0$ млрд лет) более радиогенный в сравнении с вмещающими толщами. Особенности геохимического состава и изотопных характеристик гранитоидов свидетельствуют о том, что формирование гранитоидных магм определялось плавлением «комбинированного» источника, включавшего, наряду с терригенными породами, субстраты метабазитового состава, обогащенные радиогенным Nd. По нашим предположениям этими субстратами являлись океанические базальты типа MORB и OIB, разномасштабные включения которых широко распространены в осадочных толщах Самаркинского террейна.

Одновременно ряд гранитоидных интрузий, локализованных в пределах Самаркинского блока (массивы рудного узла «Восток-2», Успенский и некоторые другие интрузивы) демонстрируют признаки корово-мантийного генезиса. В них в качестве включений («автолитов») и синплутонических даек наблюдаются породы основного состава. Эти базиты обогащены калием и фосфором, в меньшей степени титаном, характеризуются повышенными концентрациями элементов, типоморфных для ассоциаций латитового ряда (Sr, Ba, Zr, Hf). Эти особенности базитов наследуются наименее кремнекислыми членами гранитоидных серий (кварцевыми диоритами, гранодиоритами), также обнаруживающими геохимические характеристики, типичные для монцонитоидов, в то время, как наиболее кремнекислые породы (граниты и лейкограниты) по петрохимическому и редкоэлементному составу соответствуют анатектическим породам S-типа [Москаленко и др., 2011]. Вероятнее всего формирование широкого спектра гранитоидов в подобных случаях было связано с

анатексисом осадочных пород под воздействием мантийного базитового очага, обеспечивавшего дополнительную энергию для анатектических процессов и обусловившего смешение коровых выплавов с мантийными магмами.

Гранитоидные интрузии апт-альбского возраста, локализованные в пределах Журавлевского синсдвигового бассейна, немногочисленны. Крупнейшими из них являются массивы Кавалеровского рудного узла (Араратский, Березовский, Порубский, Соболиный и др.). Массивы сложены широким спектром пород от монцогаббро и монцодиоритов до калий-натровых гранодиоритов и меланогранитов [Иванов и др., 1980; Гоневчук, 2002; Гоневчук и др., 2011]. Габброиды обогащены калием (до 2.5 мас. %), Sr (до 1100 г/т), Ba (до 900 г/т), Zr (до 250 г/т), Hf (до 6 г/т), РЗЭ (суммарно – до 150 г/т). Повышенная щелочность, существенно калиевый характер щелочей и аналогичные описанным выше геохимические характеристики характерны также для более кремнекислых пород ареала (кварцевых монцодиоритов, монцогранодиоритов). В то же время, наименее щелочные ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 5.5-6.7$ мас. %) гранодиориты характеризуются преобладанием натрия над калием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.6-0.71$), недосыщенностью глиноземом ($\text{A}/\text{CNK} = 0.84-0.92$), обогащены Sr (до 700 г/т), имеют «фоновые» концентрации Ba (< 500 г/т), обеднены Y (< 10 г/т), Th (5-6 г/т), U (1-2 г/т) и РЗЭ (суммарно – до 70 г/т), причем в первую очередь – тяжелыми (Yb < 1 г/т). Для пород характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 12-14$ без аномалии по Eu. Таким образом, наименее щелочные гранитоиды Кавалеровского узла сочетают в себе признаки «стандартных» гранитов I-типа и пород высокоглиноземистых TTG (адакитов). Изотопный состав Nd становится более радиогенным с ростом кремнекислотности пород ($\epsilon\text{Nd}(T) = -3$ в габброидах, -0.7 в монцодиоритах и $+1.5$ – в низкощелочных гранодиоритах). Учитывая геохимические и изотопные данные, формирование пород Кавалеровской ассоциации происходило, преимущественно, за счет смешения в разной степени дифференцированных мантийных магм с выплавками из метабазитов океанического основания Журавлевского террейна при лимитированном участии вещества осадочных толщ.

Таким образом, гранитоидный магматизм раннемеловой трансформной континентальной окраины Сихотэ-Алиня характеризуется неоднородностью и многообразием источников: на ранней стадии существования трансформной окраины (берриас-баррем) за счет анатексиса осадочных пород верхней коры происходило формирование калиевых гранитоидов S-типа. На более позднем, апт-альбском рубеже, внедрение мантийных магм привело к повышению температуры в низах коры, что, в свою очередь, обусловило более активный анатексис, вовлечение в процессы гранитообразования более «тугоплавких» субстратов (океанические базальты) и определило широкое развитие процессов корово-мантийного взаимодействия с образованием пород монцонитоидной серии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (партнерский интеграционный проект № 79) и РФФИ (проект № 10-05-00486).

Литература

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / ред. А.И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 979 с.

Голозубов В.В., Ли Донг-У. Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 6. С. 46-57.

Голозубов В.В., Ли Донг-У, Ханчук А.И. Динамика формирования раннемелового бассейна Кенсан (Юго-Восточная Корея) // Доклады академии наук. 2000. Т. 373. № 6. С. 795-799.

Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 13-25.

Гоневчук В.Г. Оловоносные системы дальнего Востока: магматизм и рудогенез. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 297 с.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А., Орехов А.А. Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 3. С. 20-31.

Иванов Б.А. Центральнo-Сихотэ-Алинский разлом. – Владивосток, 1972. – 116 с.

Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. – М: Наука, 1980. – 160 с.

Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитоидов. – Новосибирск: СО АН СССР, 1965. – 138 с.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.Н. Интрузии Северного Сихотэ-Алиня, их рудоносность и происхождение. – М: Наука, 1967. – 383 с.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М: Наука, 1988. – 309 с.

Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А. Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2011. № 5. С. 80-92.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. // Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С.1251-1265.

Тихоокеанская окраина Азии: магматизм. – М: Наука, 1991. – 269 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (Калифорнийский тип) Дальнего Востока // Тектоника Азии. – М: ГЕОС, 1997, С. 240-243.

Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А. и др. Успенский массив южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // Доклады академии наук. 2008. Т. 420. № 5. С.664-668.

Chappel B., White A. Two contrasting types of granites // Pacific Geology. 1974. V. 8. N 2. P. 173-174.

Whalen J. B., Currie K.L., Chappel B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407-419.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ КЫСТАРЫССКОГО КОМПЛЕКСА И АССОЦИИРОВАННЫХ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ САНГИЛЕНСКОГО НАГОРЬЯ)

Кузнецова Л.Г.

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

e-mail: lkuzn@igc.irk.ru

Во временном интервале от докембрия до кайнозоя установлена тесная связь крупных полей сподуменовых пегматитов с обстановками растяжения континентальной литосферы, которые проявляются в виде зон долгоживущих глубинных разломов, ограничивающих троговые структуры, либо в виде постколлизийных зон сдвигово-раздвиговых деформаций [Загорский и др., 2011]. Сподуменовые пегматиты в этих геодинамических обстановках проявляются как завершающие члены полихронных гранитно-пегматитовых систем либо как самостоятельный этап в истории магматизма пегматитоносных территорий. Одним из примеров таких рудномагматических систем являются ранне-палеозойские граниты кыстарысского комплекса и близкие им по возрасту, тесно ассоциированные с ними в пространстве сподуменовые пегматиты Южно-Сангиленского пегматитового пояса.

Сангиленское нагорье является частью Тувино-Монгольского массива (ТММ), расположенного в пределах каледонской Алтае-Саянской складчатой области в южном обрамлении Сибирской платформы. ТММ считается гетерогенной структурой, в которой в результате раннекаледонской аккреции были объединены различные по возрасту и условиям формирования комплексы. Установлено, что коллизийные процессы произошли здесь в кембрии-начале ордовика (535-490 млн лет) и сопровождались ремобилизацией фундамента, внедрением орогенных габбро-диорит-гранитных и гранит-лейкогранитных интрузивов [Владимиров и др., 2005]. Затем произошла смена геодинамических обстановок сжатия и коллизийного орогенеза (> 490 млн лет) обстановками растяжения с трансформно-сдвиговым орогенезом (490-430 млн лет) [Владимиров и др., 2005]. В это время, видимо, и сформировалась крупная сдвигово-раздвиговая зона, контролирующая размещение субширотного Южно-Сангиленского пояса сподуменовых пегматитов. Согласно полученным изотопно-геохронологическим данным [Кузнецова, Шокальский, 2011] образование гранитов кыстарысского комплекса (508-488 млн лет) и сподуменовых пегматитов Южно-Сангиленского пегматитового пояса (494 ± 7 и 483 ± 13 млн лет – проявление Сутлуг в западной части пояса и месторождение Тастыг в его восточной части, соответственно) приурочено именно к этому периоду.

Пространственно четко совпадает расположение интрузивов кыстарысского гранитного комплекса в бассейнах рек Хусуин-Гол, Дзос, Кыс-Тарыс, Церигиин-Гол и полей распространения редкометалльных сподуменовых пегматитов, образующих Южно-Сангиленский пегматитовый пояс протяженностью более 120 км. Интрузивы локализованы среди венд-нижнекембрийских карбонатных и гнейсово-сланцевых отложений нарынского комплекса и обычно имеют размеры от 10 до 45 км², редко до 95 км². Большинство из них имеет сложную конфигурацию и тяготеет к зоне антиклинальных структур, вытянутой в субширотном направлении в южной части Сангиленского нагорья, но не контролируется разломами [Шенкман, 1980].

Особенности вещественного состава гранитоидов кыстарысского комплекса изучены нами в трех массивах, расположенных в западной (массив Тумен-Чулу), центральной (массив Учуг-Лык) и восточной (массив Дзос-Хусуингольский) частях субширотного Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов. В составе комплекса выделяют несколько фаз: раннюю – кварцевые диориты, диориты; главную – порфириовидные биотитовые граниты, гранодиориты; позднюю – мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные, иногда субщелочные граниты, адамеллиты, а также завершающую –

безрудные кварц-полевошпатовые гранитные пегматиты. Бiotитовые порфировидные граниты слагают большую часть площади интрузивов. Сподуменовые пегматиты, несмотря на близкий возраст и пространственную приуроченность, не обнаруживают прямой связи с конкретными гранитными массивами данного комплекса.

Согласно петрогеохимическим классификационным признакам [Frost&Frost, 2008] граниты трех изученных массивов кыстарысского комплекса принадлежат к породам высококалиевой, щелочно-известковой и железистой серии (рис. 1 а, б, в), что свойственно гранитам А-типа. Наиболее значительно данные признаки гранитов А-типа проявлены в составе биотитовых порфировидных гранитов Дзос-Хусуингольского массива, наименее значительно – в гранитах массива Тумен-Чулу. При этом граниты всех трех массивов характеризуются в основном умеренной глиноземистостью (А/СНК варьирует от 0.92 в диоритах до 1.03-1.10 в биотитовых гранитах) и по этому показателю находятся в поле неопределенности гранитов I- и S-типов. Лишь в пегматоидных лейкогранитах поздних фаз кыстарысского комплекса показатель глиноземистости возрастает до 1.15-1.30.

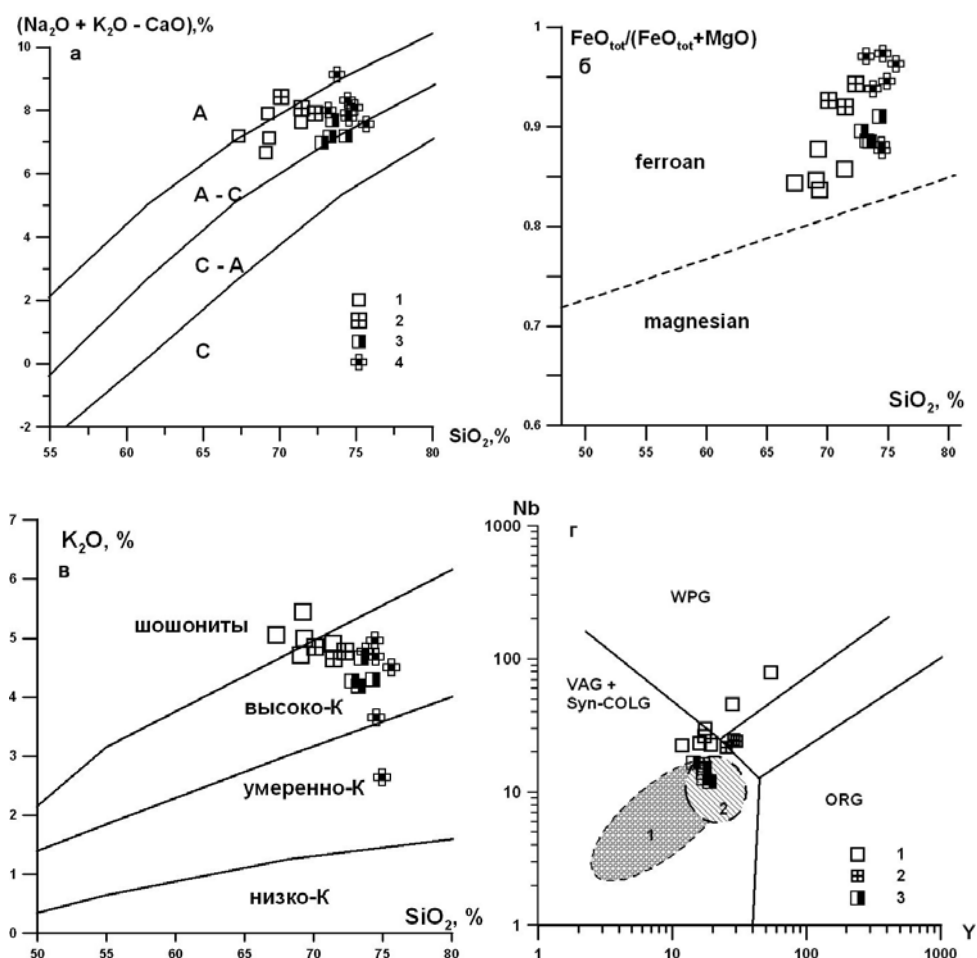


Рис. 1 а-г Классификационные диаграммы для гранитов кыстарысского комплекса. Основа диаграмм а-б по [Frost & Frost, 2008], в – по [Петрографический кодекс России, 2008], г – по [Pearce, 1996]. Обозначения полей гранитов на диаграмме а: А – щелочные, А-С – щелочно-известковые, С-А – известково-щелочные, С – известковистые; обозначение полей гранитов на диаграмме г: WPG – внутриплитные, Syn-COLG – синколлизонные, ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг. Точки составов гранитов кыстарысского комплекса (значками). 1-3 биотитовые порфировидные граниты трех массивов: 1 – Дзос-Хусуингольского, 2 – Учуг-Лык, 3 – Тумен-Чулу; 4 – двуслюдяные граниты этих трех массивов. На диаграмме г цветом выделены поля составов гранитов ТММ позднекембрийско-ордовикского возраста по [Козаков и др., 2003]: 1 – син- и посткинематические, 2 – щелочные гранитоиды внутриплитных ассоциаций.

Изучение редкоэлементного состава выявило, что порфировидные биотитовые граниты кыстарысского комплекса обогащены Zr, Hf, Nb, Th, REE и одновременно Li, Rb, что нетипично для гранитно-пегматитовых систем, завершающихся сподуменовыми редкометалльными пегматитами. При этом биотитовые граниты и диориты Дзос-Хусуингольского массива, расположенного в восточной части пегматитового пояса, где находится крупное месторождение сподуменовых пегматитов Тастыг, характеризуются более высокими содержаниями Zr, Hf, Nb, Th, REE по сравнению с гранитами массивов Учуг-Лык и Тумен-Чулу, расположенными в его средней и западной частях. Сравнение их редкоэлементного состава с данными по гранитам аналогичного возраста – син- и посткинematическим, а также внутриплитным, распространенным в западной части Сангиленского нагорья (из Баянкольского, Эрзинского, Тесхемского, Нижнеулорского, Чжаргалантского, Башкымугурского и Хоромнугского массивов), по данным [Козаков и др., 2003] показало, что граниты кыстарысского комплекса трех изученных массивов Южно-Сангиленского пегматитового пояса отличаются и от тех, и от других более высокими содержаниями Zr, Hf, Nb, Li, Rb и более низкими Ba, Sr (рис. 2). На дискриминационных диаграммах Nb-Y и Rb-(Y+NB) по [Pearce, 1996] точки составов гранитов кыстарысского комплекса попадают на границу полей внутриплитных и постколлизийных обстановок (рис. 1-г).

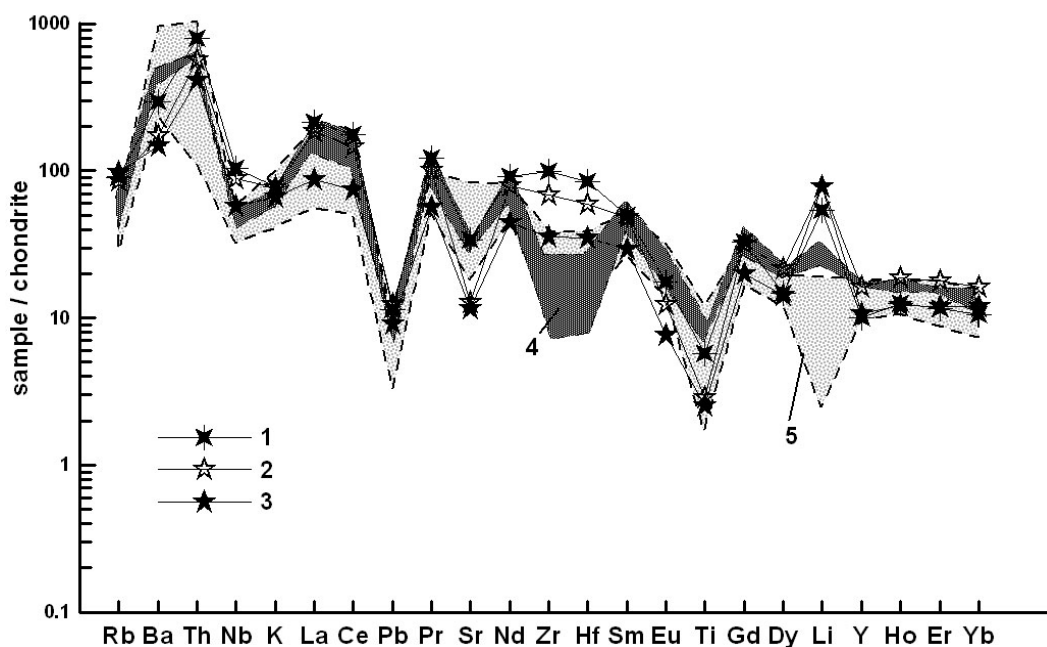


Рис. 2. Нормализованное к хондриту распределение редких и редкоземельных элементов в гранитах кыстарысского комплекса в сравнении с одновозрастными гранитами ТММ.

1-3 средний состав биотитовых порфировидных гранитов из трех массивов кыстарысского комплекса: 1 – Дзос-Хусуингольский, 2 – Учуг-Лык, 3 – Тумен-Чулу; 4-5 – выделены цветом поля составов одновозрастных гранитов в западной части Сангиленского нагорья по [Козаков и др., 2003]: 4 – син- и посткинematические граниты Баянкольского и Нижнеулорского массивов, 5 – щелочные гранитоиды Хоромнугского, Чжаргалантского, Башкымугурского массивов внутриплитной ассоциации.

По мнению [Ларин и др., 2006] совмещение гранитов А- и S-типов, а также пород высококальциевой известково-щелочной, шошонит-латитовой и ультракальциевой магматических серий, обогащенных некогерентными элементами, типично для постколлизийных магматических поясов, трассирующих коллизийный шов транспрессионных орогенов, а их происхождение связано с метасоматизированным

субконтинентальным литосферным источником. Согласно [Владимиров и др., 2005] в позднекембрийско-ордовикское время магматизм в регионе Сангиленского нагорья, входящего в состав Алтае-Саянской складчатой области, являлся отражением взаимодействия мантии и коры в условиях сдвигово-раздвиговых деформаций, когда происходило внедрение мантийных и коровых магм на верхние уровни земной коры. Необычная редкометалльная специализация гранитов кыстарысского комплекса, по-видимому, отражает сильное воздействие мантийных источников на коровые гранитные расплавы.

Литература

Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады академии наук. 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.

Загорский В.Е., Владимирова А.Г., Макагон В.М. и др. Крупные поля сподуменовых пегматитов – индикаторы обстановок растяжения континентальной литосферы // Сб. Граниты и процессы рудообразования. Материалы всероссийской конференции, посвященной памяти академика В.И. Коваленко). ИГЕМ РАН, Москва, 2011. С. 58-59.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-511.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Литий России (Материалы научно-практического совещания, Новосибирск, 24-26 мая 2011 г.), Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 65-70.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3-15.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. Второе. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

Шенкман Я.Д. Гранитные интрузивные комплексы Восточной Тувы. – Москва: Недра, 1980. – 133 с.

Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // Journal of Petrology. 2008. V. 49. P. 1955-1969.

Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // Wyman D.A. (ed.) Trace elements geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 1996, V. 12, P. 79-113.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ОСНОВНЫХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Куликов¹ В.С., Куликова¹ В.В., Бычкова² Я.В.

¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: vkulikova@yandex.ru,

²ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: yanab66@yandex.ru

Вопросы классификации и номенклатуры ультраосновных-основных высокомагнезиальных вулканитов нормальной щелочности неоднократно обсуждается уже более 30 лет после открытия коматиитов [Классификация..., 1981; 1997; Куликова, Куликов, 1981; Рябчиков и др., 1985; Коматииты..., 1988; Куликов, 1988; Магматические..., 1988; Марковский, Ротман, 1981; Петрографический..., 1995; 2009; Петрохимические..., 2001; Попов, 1988; Смолькин, 1992; Штейнберг, 1985; A Classification..., 1989; Arndt et al., 2008; Davis, 1999; Hanski et al., 2001; Komatiites, 1982; Kulikova, Kulikov, 1995; Le Bas, 2000; Streckeisen et al., 2011 и др.]. Классификации, рекомендованные Подкомиссией по систематике изверженных пород (ПСИП) Международного союза геологических наук, Терминологической комиссией (ТК) и ее преемником Межведомственным петрографическим комитетом РАН (МПК РАН) имеют значительные различия, связанные с разными подходами к построению классификационных таблиц и диаграмм.

Авторы ограничились рассмотрением последних версий международной [Le Bas, 2000] и российской [Петрографический кодекс..., 2009] классификаций, которые выделяют среди высокомагнезиальных вулканитов две группы: высокомагнезиальную, или коматииты и меймечиты, и пикритовую.

Ранее [A Classification..., 1989] к высокомагнезиальным вулканитам относились бониниты ($MgO > 8\%$), пикритовые породы ($MgO > 18\%$), которые подразделялись на пикрит ($Na_2O + K_2O > 1\%$), коматиит ($Na_2O + K_2O < 1\%$ и $TiO_2 < 1\%$) и меймечит ($Na_2O + K_2O < 1\%$ и $TiO_2 > 1\%$). Для первой группы минимальное содержание MgO 18% (вес.%), а для второй – 12%. На диаграмме «сумма щелочей – кремнезем» (TAS) граница между бонинитом и коматиит-меймечит-пикритом устанавливается по содержанию SiO_2 52%. Максимальное содержание щелочей ($Na_2O + K_2O$) принимается для коматиитов и меймечитов 2%, а для пикритов 3%; $TiO_2 > 1\%$ для меймечитов и $< 1\%$ для коматиитов. Но эти параметры не позволяют решить ряд важных задач по разделению: 1) меймечитов и титанистых пикритов с $MgO > 18\%$; 2) коматиитов и низкотитанистых пикритов с $MgO > 18\%$; 3) коматиитов и марианитов, содержащих $SiO_2 < 52\%$. Дискуссионен вопрос о границе пикритов и пикробазальтов по $MgO = 12\%$, поскольку аналогичная граница между коматиитами и коматиитовыми базальтами установлена по $MgO = 18\%$. Классификация ПСИП не рассматривает вопрос о месте наиболее магнезиальных ($MgO > 35\%$) пород (преимущественно, олеиновых кумулятов) коматиитовой и пикритовой серий и о их номенклатуре.

Классификация МПК РАН, разработанная во ВСЕГЕИ и включенная в Петрографический кодекс (ПК) России [Петрографический..., 1995; 2009], также содержит ряд нерешенных вопросов, из которых следует отметить следующие.

- Несмотря на значительное разнообразие высокомагнезиальных ($MgO > 18\%$) вулканитов они объединены в одно семейство – «пикриты» (табл. 1 прил. 1 ПК-2009). Объем этого семейства в ПК-2009 претерпел значительные изменения по сравнению с ПК-1995: увеличено количество видов горных пород до 5 (пикрит, ферропикрит, низкотитанистый пикрит, высокотитанистый пикрит и ультраосновной пикробазальт) вместо 3 (меймечит, пикрит и коматиит) и введены новые параметры, в т.ч. алюмотитановый модуль (АТМ) – Al_2O_3/TiO_2 .

- Приведенные петрохимические составы вулканитов (табл.1, прил. 1 ПК-2009), очевидно, не всегда пересчитывались на 100% (без H_2O , CO_2), как это требует ПК, и поэтому

содержания ряда окислов занижены (особенно SiO_2) на 2-5%, вследствие чего преобладающая часть вулканитов коматиитовой серии оказалась в отряде ультраосновных пород (меньше 45% SiO_2), хотя пересчитанные содержания кремнезема в них составляют 50% и выше, что соответствует основным породам.

- Коматиит рассматривается как структурная разновидность пикрита. Но термин «коматиит» основательно вошел в мировую литературу и понижать его статус как вида (ПК-1995) до разновидности (ПК-2009) нецелесообразно.

- Не решен вопрос о месте низкотитанистых пикритов, которые по ряду петрохимических характеристик сопоставимы с коматиитами.

- Впервые выделенные низко- и высокотитанистый пикриты и ультраосновной пикробазальт недостаточно обоснованы и в качестве самостоятельных видов требуют уточнений.

Авторами на основе анализа последних версий обеих классификаций с привлечением собственных материалов по коматиитовым и пикритовым сериям Фенноскандии, с использованием новых данных по геологии, петрологии и геохимии [Arndt et al., 2008 и др.] предложен новый вариант классификации в формате, принятом для ПК-2009. В основу положены следующие принципы, которые не противоречат рекомендациям ПСИП и ТК.

1. Главный критерий классификации – петрохимический. Его выбор обусловлен тем, что многие высокомагнезиальные вулканиты содержат значительное количество разложившегося или измененного стекла, а первичные минералы (оливины, пироксены, плагиоклазы и др.) редко сохраняются, особенно в докембрийских комплексах, что не позволяет объективно использовать модальный состав этих пород в качестве главного критерия. Использование нормативного состава также представляется нецелесообразным, так как он существенно отличается от модального и мало пригоден для практики.

2. Все используемые химические анализы пересчитывались на 100% (без H_2O , CO_2).

3. Главной границей, отделяющей высокомагнезиальные вулканиты от других вулканитов, признается содержание $\text{MgO}=18\%$, т.е. для первых оно является минимальным, а для вторых – максимальным. Она делит соответствующие ультрамафит-мафитовые петрохимические серии на мафитовые и ультрамафитовые части [Komatiites, 1982].

4. Ультрамафитовые вулканиты с учетом международных и отечественных исторических традиций, особенностей вещественного состава и специфичности структур наиболее представительных пород впервые разделяются на три семейства: коматиитовое, меймечитовое, пикритовое и марианит-бонинитовое. *Эти семейства характеризуются различными временными интервалами своего расцвета в истории Земли (1-е – в архее, 2-е – в протерозое-фанерозое и 3-е – в мезо-кайнозое).*

5. Каждое семейство по содержанию MgO , TiO_2 и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, а также величинам отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ подразделяется на самостоятельные виды горных пород с границами между ними по: MgO 18 и 35%; TiO_2 0.5, 1.0, 1.5 и 2.5%; $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ 14%. Граница по $\text{MgO} = 35\%$ вводится впервые. Она характеризует максимальное содержание магнезии в коматиитах с оливиновым спинифексом, установленное в природных объектах, и выделяет наиболее магнезиальные магматические расплавы, существовавшие на Земле. Полученные авторами артефакты на основании изучения хромитовых горизонтов крупнейшего в Европе Бураковского расслоенного плутона мафит-ультрамафитов и его сателлита – интрузива Выжиги сумийского возраста, людиковийских даек основного-среднего состава Центральной Карелии и др. в Институте геологии Карельского НЦ РАН в 2009 г. на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в виде минералов карбидов – ярлонгит (ярлунгит-?), силицидов (хапкеит-?), «самородных» – октиббегит и др. свидетельствуют о возможном доказательстве их непосредственно мантийного происхождения.

6. Разновидности пород выделяются с учетом их минеральных и структурных особенностей, а также некоторых специфических петрохимических параметров (например, содержание Al [Arndt et al., 2008, Komatiites, 1982]).

На основании вышеизложенного и учитывая принятую в отечественной и мировой литературе номенклатуру горных пород, в классификации помещено 7 выделенных видов высокомагнезиальных ($MgO > 18\%$) вулканитов в семействах: коматиитовом – 2 (коматиитовые перидотит-дуниты и коматииты), меймечит-пикритовом – 4 (меймечит, пикрит, ферропикрит и низкотитанистый пикрит) и марианит-бонинитовом – 1 (марианит).

В настоящее время не существует «простой» диаграммы, где бы все выделенные виды занимали строго определенные поля, поэтому необходимо применять наиболее объективные диаграммы, например: $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$, $MgO - TiO_2$, $lg MgO - lg Al_2O_3/TiO_2$ и $Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Al_2O_3$, которые прошли апробацию на разных объектах. Учитывая статус ПК как нормативного документа для России, основу его петрохимической базы (классификационной таблицы) составили данные (более 500 химических анализов) наименее измененных высокомагнезиальных вулканитов, изученных на территории России с привлечением материалов по соседним регионам, а также другим континентам и океанам.

Но на диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ наблюдаются значительные перекрытия полей пикрита, меймечита, низкотитанистого пикрита и ферропикрита, а также, частично, коматиита и низкотитанистого пикрита, что отмечалось ранее [Коматииты..., 1988; A Classification..., 1989 и др.] и поэтому было доказано, что она мало пригодна для классификации высокомагнезиальных вулканитов. Диаграмма $MgO - TiO_2$, где поле ферропикрита располагается в центральной части пикритового, низкотитанистые пикриты перекрывают поле коматиитов, но остальные не пересекаются, традиционно наиболее пригодна для классификационных целей, поскольку именно здесь однозначно установлено большинство видовых границ, рекомендуемых нами по: MgO 18 и 35%; TiO_2 0.5, 1.0, 1.5, 2.5%. Некоторые из них приняты в международной (и, частично, российской) классификациях (MgO 18%; TiO_2 0.5, 1.0%).

Известно, что Ti, как один из самых инертных элементов при метаморфизме не испытывает миграции, наряду с Zr, Y, Sc. Он наиболее объективно отражает первичное содержание его в продуктах дифференциации материнской магмы по сравнению с другими базовыми элементами, например, щелочными. На диаграмме $Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Al_2O_3$ [Arndt et al., 2008] поля всех видов самостоятельны за исключением совпадающих коматиитового базальта и коматиитовых перидотит-дунитов. Ранее авторы использовали диаграмму $ATM - MgO$ для классификации петрохимических серий [Петрохимические..., 2001], где (в обычных и логарифмических координатах) породные ассоциации выстраиваются в тренды с направлением боуэновской эволюции в сторону уменьшения MgO до 9% при одновременном увеличении щелочей и сохранении относительного постоянства ATM , образуя серии (алливалитовую, марианит-бонинитовую, коматиитовую, пикритовую, меймечит-пикритовую и др.), которые отделяются друг от друга минимальным количеством фигуративных точек.

Э.Хански [Hanski et al., 2001] применял диаграмму $Al_2O_3 - TiO_2$ (в мольных пропорциях) для разделения пикритов и коматиитов района Киттеля (Северная Финляндия), на которой выделялись от низко- к высокотитанистым следующие поля: бониниты, коматииты (Al -деплементированные и Al – недеплементированные), Ti – обогащенные коматииты, пикриты и меймечиты.

Заслуживает более четкого определения термин «высокомагнезиальный вулканит». Если принять для него минимальную границу по содержанию MgO - 18%, то вулканиты с содержанием MgO 8-18% следует именовать «магнезиальный вулканит» (включая коматиитовый базальт, пикробазальт, бонинит и др.).

Требует обсуждения вопрос о дальнейшем расчленении пикритовых пород, в т.ч. с повышенной щелочностью.

Особого внимания заслуживает предложение о целесообразности отнесения к семейству коматиитов (в связи с близостью петрохимических параметров) низкотитанистых пикритов Камчатки и Горгоны, не имеющих оливиновых спинифекс структур, а к семейству меймечитов - пикритов - феррокоматиитов типа Бостон Крик [Arndt et al., 2008] со

структурами спинифекс и повышенными содержаниями титана и железа. Однако это предложение должно привести к процессу соответствующего переименования в будущем уже описанных пород. О готовности к этой процедуре должны ответить в первую очередь Региональные петрографические советы России.

Литература

- Классификация и номенклатура изверженных горных пород. – М: Наука, 1981. – 160 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук (пер. С.В. Ефремова). – М: Недра, 1997. – 248с.
- Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита (отв. ред. Богатилов О.А.). – Л: Наука, 1988. – 193с.
- Куликов В.С. О систематике и номенклатуре пород коматиитовой серии // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л: Наука, 1988. С.7.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // ДАН СССР. 1989. Т.308. №6. С.1441-1445.
- Куликова В.В., В.С. Куликов. Новые данные об архейских перидотитовых коматиитах Вост. Карелии // ДАН СССР. 1981. Т.259. №3. С.693-697.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы (отв. ред. Лазыко Е.Е., Шарков Е.В.). – М: Наука, 1988. – 508с.
- Марковский Б.А., Ротман И.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. – Л: Недра, 1981. – 247с
- Петрографический кодекс (магматические и метаморфические образования). – Л.: ВСЕГЕИ, 1995. – 128с.
- Петрографический кодекс (магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования). – СПб: ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
- Петрохимические серии магматических пород. /Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. – 114 с.
- Попов В.С. Бониниты, их происхождение и соотношения с другими типами магматических пород // Записки ВМО, 1988 в. 6 ч. 117. С. 730-746.
- Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Саддеби П., Гирнис А.В., Куликов В.С., Куликова В.В. Эволюция докембрийских коматиитовых магм на примере восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1985. Т.284. N4. С.973-975.
- Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. – СПб: Наука, 1992. – 272с.
- Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. – М: Наука, 1985. – 160 с.
- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: 1989. 195 p.
- Arndt N., Leshner M., Barnes S. Komatiite. Cambridge: 2008. 465 p.
- Davis P.C. (ed) Classic Komatiite Localities and magmatic Fe-Ni-Cu-(PGE) Sulphide Deposits of the Abitibi Greenstone Belt, Ontario – Quebec. Sudburi: 1999. 76 p.
- Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V. The Paleoproterozoic komatiite – picrite association of Finnish Lapland // J.Petrology. 2001. V.42. P.855-876.
- Komatiites (eds Arndt N., Nisbet E.). London: 1982. 526 p.
- Kulikova V.V., Kulikov V.S. The alumotitanium modulus: the serration indicator of magmatics in the Proterozoic rift structures of the Baltic Shield // Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System. (Abstract) Duluth, Minnesota 1995. P. 89.
- Le Bas M.J. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks // J.Petrology. 2000. v. 41. №10. P.1467-1470.
- Streckeisen A., Bonin B., Zanettin B., Le Bas M., Bateman P., Le Maitre R. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms; Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 252 p.

МИНЕРАЛЫ НИОБИЯ В АЛЯСКИТАХ И МУСКОВИТ-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТАХ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА (ЮВ ФЕННОСКАНДИЯ)

Куликова¹ В.В., Куликов¹ В.С., Бычкова² Я.В., Икконен³ П.В., Мельник³ Н.А.

¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: vkulikova@yandex.ru,

²ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: yanab66@yandex.ru

³ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Анатумы, email: nat-melnik@list.ru

В пределах Водлозерского блока ЮВ Фенноскандии и в окаймляющих его зеленокаменных поясах кислый магматизм в мезо- и неогархее приобрел самостоятельное значение и проявился при формировании натровых гранитоидов на начальном, а калиевых гранитов и их производных – на заключительном этапе преобразования тоналит-диорит-гранодиоритового комплекса [Куликова, 1993; Петрохимические серии..., 2001; История Земли..., 2005 и др.]. Известно, что многообразие палингенных гранитоидов подчеркивается разными содержаниями редких элементов, позволивших разделить эти породы на 11 геохимических типов (рядов) толеитового, андезитового и латитового: агпайтовые редкометалльные, палингенные известково-щелочные, плюмазитовые редкометалльные, щелочные и щелочные редкометалльные, гранитоиды эндербит-чарнокитовой серии, рапакиви и ультраметаморфические. Плагииграниты ЮВ Фенноскандии близки к среднему геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда Л.В. Таусона, где в составе летучих основная роль принадлежит H_2O , Cl , CO_2 [Таусон, 1977; Таусон и др., 1984 и др.].

Трондьемиты и риолиты мезогархее региона встречаются в виде крупных жил с четкими секущими контактами и мигматизируют амфиболиты и тоналиты. Позднекинематические порфириовидные плагиимикроклиновые граниты 1 фазы семейства умереннощелочных гранитов нормального ряда и умереннощелочные лейкограниты принято считать неогархейскими. Они развиты вдоль восточного побережья Онежского, по западному берегу оз. Водлозера и образуют обширные плоские массивы (Кубовский, Охтомозерский и др.), приуроченные к пологим субгоризонтальным зонам отслоения (деламинация – ?) и характеризующиеся небольшой мощностью (10-20м). Граниты возникли, возможно, за счет наложенного окварцевания при аляскитизации и образуют сложнопостроенные многофазные комплексы лейкогранитов–аляскитов–пегматитов, замещающая как тоналиты, так и плагииграниты. При значительном эрозионном срезе эти тела производят впечатление крупных массивов, которые сопровождаются своеобразными полевошпатовыми пегматитами, лейкогранитами и мусковит-редкометалльными пегматитами с возрастом около $2733-2650 \pm 50$ Ма (но, возможно, и моложе), приуроченными к одной из самых поздних устанавливаемых сланцеватостей. Первые признаки формирования этого комплекса относятся к периоду около 2850 Ма, когда по тектоническим зонам стали проявляться калишпатизация субстрата, амфиболовый порфиробластез по нему (а К-Аг-система амфиболов и биотитов нарушалась) и фиксировался метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации, обусловленной воздействием мантийного плюма Виндибелт с опережающим его флюидным фронтом.

По своему химическому составу диориты, гранодиориты (тоналиты), плагииграниты (трондьемиты), лейкограниты, мусковит-редкометалльные пегматиты на диаграмме АТМ $[(Al_2O_3/TiO_2) - MgO]$ располагаются в интервалах содержаний MgO , соответственно: 4-1%, 1-0.3%, 0.3-0.1%, <0.1%, что не противоречит диаграмме ТАС $[(Na_2O+K_2O) - SiO_2]$. При этом обнаруживаются две особенности: 1) боуэновская тенденция в нарастании SiO_2 и $H_2O = 1.2-4.3\%$, что контролируется амфиболом и магнетитом, и 2) четкая феннеровская тенденция, наблюдаемая по нарастанию Fe и щелочей от более примитивных тоналитов – натровых риолитов к трондьемитам, гранитам и лейкогранитам. Петрохимически трондьемиты (плагииграниты) коррелируются с составами вмещающих пород: залегающие среди метабазитов имеют более высокое содержание оксидов Ti, Al, общего Fe, Mg, Ca, P, Zr и более низкое – Rb, Sr, Ba по сравнению с аналогичными породами, секущими диорит-

тоналитовые гнейсы. Средние содержания в неизменных-? плагиогранитах: Rb 80г/т, K/Rb 220, в дацитах, соответственно, 49 и 190; в риолитах 41 и 280; концентрации Pb в риолитах 22 г/т-1.5%, Sn до 22г/т, Mo 7-22г/т. Вмещающие породы вблизи жил лейкосомы насыщены минералами-концентраторами K₂O, Rb, Ba – биотитом и микроклином.

Тренд позднекинематических гранитов начинается от тоналитового тренда с MgO = 1.3-1.5% и АТМ = 35-40 с нарастанием значения последнего до 300 и с уменьшением MgO до 0.1-0.2% для пегматитов мусковит-редкометалльной формации (боуэновская тенденция). Они, являясь продуктом максимального флюидообразования, обнаруживают следующую закономерность составов в ряду лейкограниты–аляскиты–пегматиты [Сафронова, Куликова, 1982], соответственно (в%): SiO₂ 70.08-75.64, 72.26-75.46, 63.34-74.8; CaO 0.98-1.26, 0.7-0.98, 0.14-0.56; Na₂O 2.4-4.5, 3.68-4.44, 3.58-7.14; K₂O 3.22-5.55, 3.5-5.31, 3.5-4.64; Li₂O 0.0021-0.0136, 0.0010-0.0044, 0.0018-0.0006; Rb₂O 0.0195-0.0268, 0.0354-0.048, 0.0489-0.0838; (в г/т) Pb 32, 100, 22; Zn 38, 49, 28; Sn 46, 100, 46. В отдельных пробах лейкогранитов и во всех пробах аляскитов и пегматитов приближенно-количественным анализом ранее был установлен Nb [Куликова, 1993]. Контрастность редкометалльных гранитоидов различных геохимических типов наиболее полно проявлена в лейкократовых гранитах и подчеркивается редкометалльным индексом [(F/1000)×(Li+Rb)/(Sr+Ba)], изменяющимся от 0.002 (в плагиогранитах толеитового ряда) до 156 (в онгонитах – литий-фтористой фации плюмазитовых редкометалльных гранитов) [Таусон и др., 1984]. На АТМ-диаграмме эти особенности гранитоидов отчетливо подчеркиваются на уровне содержаний MgO=0.02-0.3%, где устанавливается обратная феннеровской эволюция в гранитах за счет последовательной смены составов полей гранитов от аляскитов до лейкогранитов, обогащенных фтором и флюидами, и выделения почти мономинеральных топазитов [Коваленко, 1977].

П.В. Икконен и Н.А. Мельник [Мельник, Икконен, 2011] получены эксклюзивные результаты радиологических исследований вышеуказанного района в полевых условиях и на стационарной базе, аккредитованной региональной лабораторией радиационного контроля ИХТРЭМС КНЦ РАН, которые показали, что кислые породы Водлозерского блока, в целом, относятся к торийсодержащим. Максимальные значения эффективной удельной активности (A_{эфф}) с учетом неопределенности измерений установлены для тоналитов – 540 Бк/кг и гранитизированных гнейсов – 430 Бк/кг. Во всех исследуемых горных породах были обнаружены природные радионуклиды рядов ²³⁸U((0.1-1.4)×10⁻³ мас.%) и ²³²Th((0.3-3.9)×10⁻³ мас.%), а также ⁴⁰K (0.5-4.8 мас.%). Максимальные содержания ²³⁸U(²²⁶Ra) характерны для лейкогранитов, максимальные содержания ²³²Th обнаружены также в тоналитах, плагиомикроклиновых гранитах и гнейсах. В пробе пегматита из кровли аляскитового гранита в долине р. Черевы на восточной окраине Водлозерского блока обнаружены природные радионуклиды рядов ²³⁸U и ²³²Th (²²⁶Ra, ²¹², ²¹⁴ Pb, ²²⁸Ac, ²¹², ²¹⁴Bi и др.). Средние значения результатов определения в исследуемом образце удельной радиоактивности радиотоксичных нуклидов, находящихся в состоянии радиоактивного равновесия, составляют (Бк/кг): ²²⁶Ra 23.2±4.5; ²³²Th 52.9±7.8; ⁴⁰K 794±140; A_{эфф} 160±28; мощность экспозиционной дозы (МЭД) гамма-излучения на поверхности образцов 0.10-0.15 мкЗв/ч.

Породы гранитоидного ряда характеризуются повышенными содержаниями ториевых минералов (монацит, ксенотим и др.) [Мельник, Икконен, 2011]. Авторами тезисов исследовался образец крупнозернистых мусковит-редкометалльных пегматитов в Институте геологии Карельского НЦ РАН в 2009 г. на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH». Установлена ранее неизвестная поздняя минерализация ниобийсодержащих минералов или их фрагментов (рис. 1) переменного состава. Приведенные ниже химические составы минералов (вес.%), полученные на микрозонде, имеют соответствующие координаты на рис. 1. **Рис.1.1:** 1)MgO 0.40, Al₂O₃ 3.81, SiO₂ 38.77, Fe₂O₃ 3.94, ZrO₂ 38.76, Ce₂O₃ 0.90, Er₂O₃ 1.03, Yb₂O₃ 1.32, HfO₂ 1.85, IrO₂ 3.93, ThO₂ 4.25, UO₃ 0.50; 2)SiO₂ 1.88, Fe₂O₃ 94.49, Nb₂O₅ 3.63; 3)MgO 6.76, Al₂O₃ 15.10, SiO₂ 55.52, K₂O 4.14, Fe₂O₃ 18.49; 4) Na₂O 3.16, MgO 0.66, Al₂O₃ 4.70, SiO₂ 18.21, P₂O₅ 18.84, K₂O 1.14, CaO 1.53, TiO₂ 1.28, Fe₂O₃ 18.01, Nb₂O₅ 12.49, Ce₂O₃ 2.10, Ta₂O₅ 4.07, ThO₂

13.20, UO₃ 0.22; **5)**Na₂O 2.31, MgO 1.20, Al₂O₃ 7.02, SiO₂ 17.94, P₂O₅ 23.05, SO₃ 1.68, K₂O 0.98, CaO 2.98, Fe₂O₃ 14.16, Nb₂O₅ 7.31, Ce₂O₃ 4.40, Nd₂O₃ 2.83, Ta₂O₅ 3.03, ThO₂ 10.70; **6)**Al₂O₃ 3.29, SiO₂ 33.81, CaO 0.52, TiO₂ 0.36, Fe₂O₃ 5.34, ZrO₂ 42.37, HfO₂ 1.75, IrO₂ 7.28, ThO₂ 4.83; **7)**Al₂O₃ 2.62, SiO₂ 33.89, K₂O 0.24, CaO 0.34, TiO₂ 0.37, Fe₂O₃ 3.74, ZrO₂ 47.85, HfO₂ 2.26, Ta₂O₅ 0.32, IrO₂ 4.44, ThO₂ 3.67; **8)**Al₂O₃ 3.15, SiO₂ 36.69, K₂O 0.47, CaO 1.88, MnO 2.66, Fe₂O₃ 3.65, ZrO₂ 39.94, HfO₂ 2.28, IrO₂ 3.67, ThO₂ 3.94, UO₃ 0.67; **9)**Al₂O₃ 2.90, SiO₂ 35.95, K₂O 0.49, CaO 1.94, MnO 2.55, Fe₂O₃ 0.82, CoO 0.43, ZrO₂ 41.37, Ce₂O₃ 0.73, HfO₂ 2.39, IrO₂ 4.36, ThO₂ 4.39; **10)**Al₂O₃ 4.38, SiO₂ 39.12, K₂O 1.55, CaO 1.14, MnO 1.31, Fe₂O₃ 1.23, ZrO₂ 41.44, Yb₂O₃ 0.88, HfO₂ 2.18, IrO₂ 2.54, ThO₂ 3.64, UO₃ 0.39; **11)**MgO 0.48, Al₂O₃ 4.28, SiO₂ 41.19, K₂O 0.55, CaO 0.63, MnO 0.65, Fe₂O₃ 2.66, ZrO₂ 41.92, Ce₂O₃ 1.14, HfO₂ 2.28, ThO₂ 3.68.

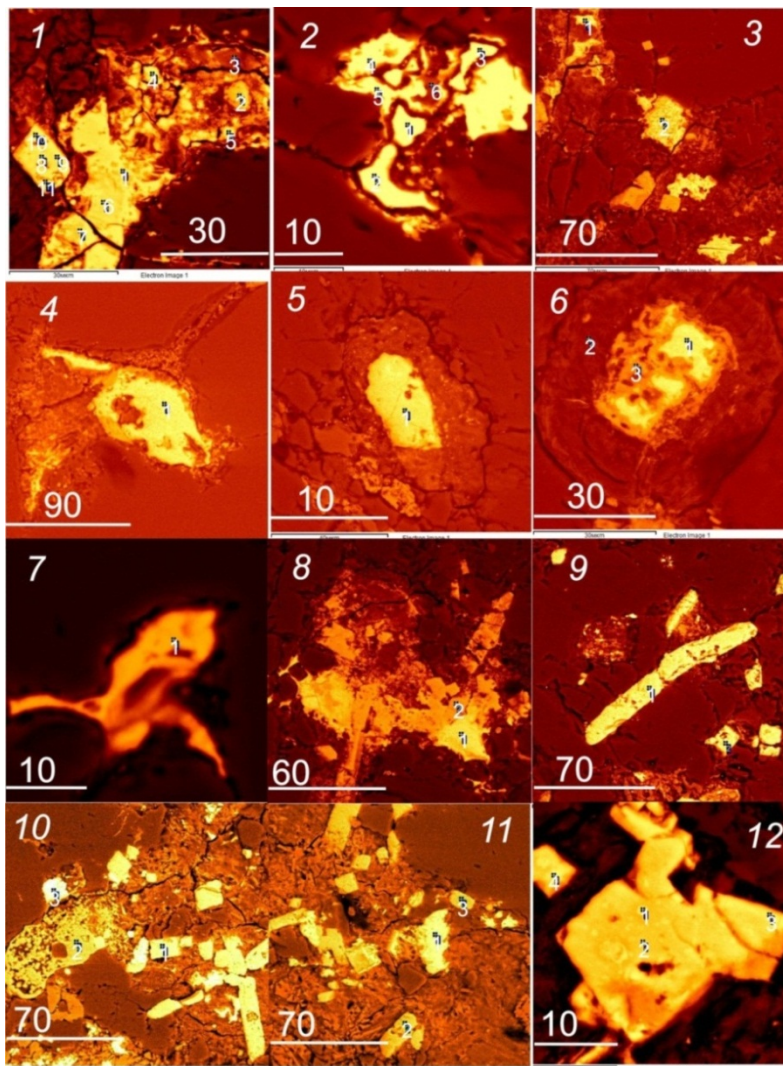


Рис. 1. Акцессорные минералы (в μm) мусковит-редкометалльных пегматитов района оз. Волоцкого (Плесецкий р-н, Архангельская обл.). Пояснения в тексте.

Рис.1.2: **1)**MgO 0.52, Al₂O₃ 2.18, SiO₂ 7.63, CaO 1.50, TiO₂ 1.20, Fe₂O₃ 13.54, Nb₂O₅ 52.95, Ce₂O₃ 2.51, Nd₂O₃ 0.77, Sm₂O₃ 0.77, Ta₂O₅ 3.16, IrO₂ 6.75, ThO₂ 2.17, UO₃ 3.69; **2)**MgO 0.63, Al₂O₃ 2.57, SiO₂ 12.35, P₂O₅ 3.58, CaO 0.72, TiO₂ 1.09, Fe₂O₃ 13.68, Nb₂O₅ 50.57, Rh₂O₃ 1.72, Ce₂O₃ 1.58, Ta₂O₅ 2.70, IrO₂ 1.52, ThO₂ 3.02, UO₃ 3.53; **3)**MgO 0.70, Al₂O₃ 3.94, SiO₂ 15.05, K₂O 0.51, CaO 1.92, TiO₂ 1.09, MnO 0.70, Fe₂O₃ 16.67, Y₂O₃ 3.39, Nb₂O₅ 45.9, Ce₂O₃ 3.96, Ta₂O₅ 1.88, ThO₂ 1.27, UO₃ 2.43; **4)**Al₂O₃ 1.63, SiO₂ 28.62, P₂O₅ 2.63, CaO 1.04, TiO₂ 0.67, MnO 0.58, Fe₂O₃ 8.71, Ce₂O₃ 1.80, Nd₂O₃ 0.99, Ta₂O₅ 0.23, IrO₂ 1.99, PbO 10.32, UO₃ 3.50; **5)**Al₂O₃ 1.43, SiO₂ 30.08, CaO 1.81, TiO₂ 1.15, MnO 1.40, Fe₂O₃ 9.65, As₂O₃ 0.55, Y₂O₃ 4.36, Nb₂O₅ 41.90, CdO 0.47, Ce₂O₃ 3.40, Nd₂O₃ 1.61, Sm₂O₃ 0.88, ThO₂ 1.03; **6)**Al₂O₃ 1.30, SiO₂ 85.81, Fe₂O₃ 3.61, Nb₂O₅ 9.29. **Рис.1.3:** **1)**Al₂O₃ 2.90, SiO₂ 7.46, P₂O₅ 6.76, TiO₂ 8.07, Fe₂O₃ 7.49, Nb₂O₅ 25.95, UO₃ 41.36; **2)**SiO₂ 14.34, CaO 5.94, TiO₂ 10.03, Fe₂O₃ 8.71, Nb₂O₅ 51.40, ThO₂ 9.57. **Рис. 1.4:** **1)**Al₂O₃ 0.77, SiO₂ 4.87, CaO 5.89, TiO₂ 2.27, MnO 0.78, Fe₂O₃ 11.03, Nb₂O₅ 60.65, Rh₂O₃ 1.29, Ce₂O₃ 2.38, Nd₂O₃ 1.33, Ta₂O₅ 5.06, ThO₂ 2.54, UO₃ 0.82; **2)**Al₂O₃ 2.31, SiO₂ 22.96, CaO 0.83, TiO₂ 0.85, Fe₂O₃ 5.90, ZrO₂ 36.52, Nb₂O₅ 16.96, HfO₂ 2.50, Ta₂O₅ 2.14, IrO₂ 6.75, ThO₂ 2.26; **3)**MgO 1.90, Al₂O₃ 7.30, SiO₂ 21.92, K₂O 0.75, CaO 1.65, TiO₂ 3.38, MnO 0.54, Fe₂O₃ 13.40, Nb₂O₅ 38.13, Ce₂O₃ 3.15, Nd₂O₃ 1.26, Ta₂O₅ 3.44, ThO₂ 3.19; **4)**SiO₂ 4.93, CaO 4.65, TiO₂ 2.88, MnO 3.39, Fe₂O₃ 9.03, Nb₂O₅ 59.58, Ce₂O₃ 2.75, Nd₂O₃ 1.57, Ta₂O₅ 3.50, OsO₂ 5.09, ThO₂ 1.88, UO₃ 0.75; **5)**Al₂O₃ 1.09, SiO₂ 8.13, CaO 2.61, TiO₂ 2.70, Fe₂O₃ 6.74, Nb₂O₅ 63.92, Rh₂O₃ 0.72, Ce₂O₃ 2.26, Ta₂O₅ 6.18, OsO₂ 1.14, ThO₂ 2.95, UO₃ 1.56; **6)**Na₂O 0.35, MgO 5.01, Al₂O₃ 20.81, SiO₂ 55.74, P₂O₅ 0.73, K₂O 3.03, CaO 0.50, TiO₂ 0.30, MnO 0.67, Fe₂O₃ 10.57,

Nb₂O₅ 2.27; **8**)SiO₂ 100.00; **9**)SiO₂ 100.00. **Рис. 1.5:** **1**) SiO₂ 7.13, CaO 2.31, TiO₂ 2.28, Fe₂O₃ 6.00, Y₂O₃ 9.72, Nb₂O₅ 56.49, Rh₂O₃ 2.88, Ce₂O₃ 4.89, Ta₂O₅ 3.74, ThO₂ 4.56. **Рис. 1.6:** **1**) SiO₂ 4.12, Fe₂O₃ 5.71, Nb₂O₅ 31.24, UO₃ 58.94; **2**)MgO 4.93, Al₂O₃ 22.31, SiO₂ 59.97, K₂O 3.64, Fe₂O₃ 9.14; **3**) Al₂O₃ 3.27, SiO₂ 18.36, P₂O₅ 7.32, CaO 1.27, TiO₂ 1.38, Fe₂O₃ 28.84, Nb₂O₅ 17.78, PtO₂ 9.00, ThO₂ 5.81, UO₃ 6.96. **Рис. 1.7:** **1**) SiO₂ 11.69, CaO 2.47, TiO₂ 2.01, MnO 0.62, Fe₂O₃ 15.71, Y₂O₃ 4.42, Nb₂O₅ 44.45, Ce₂O₃ 3.84, Nd₂O₃ 1.83, Sm₂O₃ 1.10, Ta₂O₅ 2.14, ThO₂ 7.20. **Рис. 1.8:** **1**) SiO₂ 12.71, CaO 2.60, Fe₂O₃ 17.48, Nb₂O₅ 56.95, ThO₂ 10.27; **2**) Al₂O₃ 2.86, SiO₂ 38.44, ZrO₂ 52.25, ThO₂ 6.45. **Рис.1.9:** **1**) SiO₂ 42.74, CaO 2.22, ZrO₂ 55.04; **2**) Al₂O₃ 2.67, SiO₂ 35.09, CaO 1.73, ZrO₂ 60.51. **Рис.1.10:** **1**) Al₂O₃ 4.07, SiO₂ 39.16, Fe₂O₃ 3.90, ZrO₂ 52.87; **2**) SiO₂ 12.45, Fe₂O₃ 87.55; **3**) SiO₂ 4.18, CaO 16.51, Nb₂O₅ 79.31. **Рис.1.11:** **1**) SiO₂ 3.63, CaO 3.98, TiO₂ 8.81, MnO 9.63, Fe₂O₃ 23.72, Nb₂O₅ 50.23; **2**) Al₂O₃ 3.87, SiO₂ 37.83, ZrO₂ 50.46, ThO₂ 7.84; **3**) SiO₂ 42.09, ZrO₂ 57.91. **Рис.1.12:** **1**) Al₂O₃ 2.91, SiO₂ 20.52, CaO 0.94, MnO 1.18, Fe₂O₃ 59.21, ZrO₂ 15.24; **2**) Al₂O₃ 3.37, SiO₂ 36.91, CaO 1.80, MnO 3.09, Fe₂O₃ 3.14, ZrO₂ 51.69; **3**) Al₂O₃ 5.34, SiO₂ 43.58, CaO 1.66, ZrO₂ 49.43, **4**) Al₂O₃ 2.79, SiO₂ 33.49, CaO 1.95, MnO 2.73, Fe₂O₃ 25.49, ZrO₂ 33.55.

Nb и Ta находятся в большом числе редкоземельных, титановых и др. минералов: фергусонит (Y, Er, Ce, U)(Nb, Ta, Ti)O₄, эвксенит (Y, Ce, Ca ...)(Nb, Ta, Ti)₂O₆, самарскит (Y,Er ...)₄[(Nb, Ta)₂O₇]₃, ильменорутил (Ti, Nb, Fe)O₂ и др. [Химическая..., 2010]. Состав минералов ряда пироклор–микролит меняется в широких пределах (% масс): Nb₂O₅ 0-63, Ta₂O₅ 0-77, TiO₂ 2-13, ThO₂ 0-5, UO₂ 0-11, UO₃ 0-15, PЗЭ₂O₃ 2-18, SnO₂ 0-4, ZrO₂ 0-6 при общей формуле [Na,Ca][Nb, Ta]₂O₆F. Аналоги вышеописанных минералов Nb встречены практически на всей территории блока как в позднекинематических гранитоидах, так и в людииковийских породах разного состава. Они постоянно ассоциируются с хорошо ограниченными кристаллами циркона, что требует дополнительного изучения.

Литература

- История Земли в галактических и солнечных циклах / Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. – 250 с.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 205 с.
- Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. – 255 с.
- Мельник Н.А., Икконен П.В. Изучение радиационно-гигиенических характеристик типичных геологических объектов Водлозерского блока // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 20-летию юбилею НП «Водлозерский»: Особо охраняемые природные территории в XXI в. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. с. 194-198.
- Сафронова Г.П., Куликова В.В. Геохимические критерии в оценке формационной принадлежности пегматитов ЮВ окраины Балтийского щита // Тез. IV семинара по Геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых. Москва, 1982. Т.3. С. 117-119.
- Петрохимические серии магматических пород //Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. – 114 с.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М: Наука, 1977. – 267с.
- Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.П., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 215 с.
- Химическая технология ниобия и тантала: учебное пособие // Маслов А.А. и др. ТПУ. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – 97 с.

ГРАНИТОИДЫ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА: СОСТАВ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Куликова¹ К.В., Удоратина¹ О.В., Шуйский² А.С.

¹Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар,
e-mail: fopolina1@yandex.ru; udotatina@geo.komisc.ru

²Сыктывкарский государственный университет

На Полярном Урале в пределах зоны Центрально-Уральского поднятия на поверхность выведено множество гранитных тел. Объединение части из них в так называемый полярно-уральский ряд гранитоидов произошло в 80-ых годах прошлого века благодаря работам В. Н. Охотникова [Охотников, 1975; Корреляция..., 1985]. К этому времени накопились данные по геологическому положению, петрографическим особенностям, петрохимии пород, а для возрастного расчленения гранитоидов использовался геологический подход и первые геохронологические данные [Караченцев и др., 1974]. В полярноуральский ряд были включены генетически различные комплексы: метасоматический (нодэягинский) и магматические (гердизский и харбейский). Объединение столь различных образований в один ряд основывалось на их предположительном формировании в одно время – раннеордовикское [Корреляция..., 1985].

В дальнейшем было предложено не выделять ряд, а описывать гранитоиды в составе отдельных комплексов. Нодэягинский комплекс включен в состав сядатаяхинского, возраст формирования которого считается венд-кембрийским. Гердизский комплекс стал самостоятельным, и время его образования рассматривается как *протерозойское*. Харбейский комплекс введен в полярноуральский, в котором объединяются мелкие тела хребта Марункеу и Харбейский массив одноименного блока, массив считается петротипом полярноуральского комплекса [Государственная..., 2009].

Породы комплекса района хребта Марункеу слагают небольшие тела, согласные, реже секущие вмещающие метаморфические породы. Размеры тел гранитоидов варьируют в широких пределах: мощность колеблется от десятков метров до 500 м, а протяженность от первых сотен метров до 2 км. Экзоконтактовые изменения выражены частыми микроклинальбитовыми прожилками, окварцеванием, реже калишпатизацией. Эндоконтактовая зона прослеживается по полосе порфиридных мелкозернистых гранитов.

Харбейский массив в геологическом строении представлен несколькими телами и располагается в верховье р. Б. Харбей. Главное тело диаметром 1.6 км, сложенное лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, имеет в плане изометричную форму и прорывает метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи верхнерифейской няровейской серии [Удоратина и др., 2006].

Проблема возраста гранитоидов полярноуральского комплекса до сих пор не решена. Возраст мелких тел хребта Марункеу до конца не выяснен. Эти образования установлены только в докембрийском разрезе, а современные изотопные исследования показали значения 485.6 ± 7.4 млн лет (U-Pb метод), что отвечает раннему ордовику.

Породы петротипического Харбейского массива показывают большой разброс значений абсолютного возраста. Самый древний возраст по U-Pb методу варьирует от 593 ± 11 до 539 ± 9.4 млн лет. Следующий возрастной этап по U-Pb методу 477 млн лет, что также соотносится с датировками 476 ± 5 млн лет Rb-Sr методом и 475 ± 8 млн лет K-Ar методом в этих породах. Самый молодой возраст по U-Pb методу 373 ± 17 млн лет, что близко возрасту 319 ± 15 Rb-Sr методом и возрасту 326 ± 7.4 K-Ar методом [Удоратина и др., 2006; Коновалов и др., 2011].

Тем не менее, пока возраст комплекса принят как раннеордовикско-нижнепермский (C₁-P₂) в соответствии с дополнением А. П. Прямоносова по листу Q-41-XII [Государственная..., 2009].

Породы полярноуральского комплекса представлены следующими разновидностями: микроклин-пертитовые, микропегматитовые гнейсограниты, крупноочковые микроклин-пертитовые гнейсограниты, гранит-порфиры и гранит-аплиты в районе Марункеу, которые интенсивно катаклазированы и милонитизированы вблизи зоны Главного Уральского разлома; граниты, лейкограниты, аляскиты, аплиты и трондьемиты в пределах Харбейского массива.

Появившиеся новые петрохимические и геохимические данные позволяют более детально рассмотреть эти породы и соотнести обосновать отнесение их к одному комплексу.

Гранитоиды полярноуральского комплекса по петрохимической классификации относятся к семействам гранитов и трондьемитов в основном, нормального щелочного ряда, а гранитоиды, слагающие мелкие тела в окрестностях оз. Ингилор района Марункеу, – к умереннощелочному ряду. Породы являются калиевыми и умереннокалиевыми разновидностями. Гранитоиды тяготеют к известково-щелочному тренду.

На вариационных диаграммах Харкера видно, что фигуративные точки составов гранитоидов полярноуральского комплекса в целом попадают в область одного тренда. Во всех породах с увеличением кремнезема содержания суммы щелочей, CaO, FeO и TiO₂ уменьшаются, а количество Al₂O₃ и P₂O₅ остается практически неизменным. Гранитоиды харбейского массива менее кальциевые, железистые и титанистые по сравнению с остальными породами полярноуральского комплекса.

По классификации Б.Чапела и А.Уайта [Chappell, White, 1974] породы полярноуральского комплекса относятся к гранитоидам А-типа.

Были выделены следующие геохимические параметры гранитоидов окрестностей оз. Ингилор района Марункеу и Харбейского массива. Суммарное содержание редкоземельных элементов (среднее значение) в гранитоидах окрестностей оз. Ингилор – 136 г/т, в гранитоидах Харбейского массива – 70 г/т. Показатель La/Yb наиболее высокий у гранитоидов Харбейского массива (7.2), у гранитоидов окрестностей оз. Ингилор (6.67). Спектры РЗЭ характеризуются отрицательным наклоном с четко проявленным европиевым минимумом и преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми. В гранитоидах окрестностей оз. Ингилор суммарное содержание редких земель заметно выше, чем в гранитоидах Харбейского массива.

Нормированные на гипотетический плагиогранит COX [Pearce et al., 1992] составы рассеянных элементов на спайдердиаграммах показывают, что гранитоиды вблизи оз. Ингилор обогащены крупноионными элементами (Rb, Th) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высоkozарядных элементов (Ce, Zr, Hf, Sm, Yb) по отношению к составу гипотетического плагиогранита. Гранитоиды Харбейского массива разделились: одни составы более обогащены крупноионными элементами (Rb, Th) и имеют пониженное содержание высоkozарядных элементов (Ce, Zr, Hf, Sm, Yb) по сравнению с другой частью.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования рассматриваемых пород был использован ряд диаграмм Пирса. На диаграммах Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb), (Yb+Ta) фигуративные точки гранитоидов вблизи оз. Ингилор попадают в область внутриплитных образований, а гранитоиды харбейского массива попадают как в область вулканических дуг, так и в область внутриплитных образований.

Геохимически гранитоиды полярноуральского комплекса, обстановка формирования которых реконструируется, как внутриплитная, весьма сходны по своим параметрам с рифтогенными гранитами Очетинской интрузии, фиксирующими начало рифтогенеза на окраине Восточно-Европейского континента в позднем кембрии [Шишкин и др., 2009]. К этому типу гранитоидов полярноуральского комплекса относятся породы мелких тел района Марункеу и часть пород Харбейского массива, датировки которых показывают позднекембрийское-раннеордовикское время. Породы с геохимическими характеристиками вулканических дуг показывают как самые древние (докембрийские), так и самые молодые значения возраста (ранний карбон – поздняя пермь).

Таким образом, выявлено три интервала в эволюции гранитоидов полярноуральского комплекса. Часть гранитоидов кристаллизовалась в интервале 593 ± 11 до 539 ± 9.4 млн лет – это событие отвечает субдукционному этапу, связанному с формированием тиманид. Основной объем гранитоидов был образован в интервале 485-475 млн лет, что соответствует этапу рифтогенеза на окраине Восточно-Европейского континента, а событие с возрастом 319-373 млн лет, скорее всего, фиксирует время метасоматического преобразования пород и связано с коллизионным этапом

Работа проводится в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 12-С-5-1024 «Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов: петрогенез, природа источников магм, геодинамика»

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия – Лист Q-41-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во Картграфическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 372с.

Караченцев С. Г., Вигорова В. Г., Краснобаев А. А., Степанов А. И. Радиологическое расчленение гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Материалы III Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974. С. 65.

Коновалов А.Л., Лохов К.И., Мельгунов А.Н., Бережная Н.Г., Богомолов Е.С., Капитонов И.Н., Пресняков С.Л. Доордовикские гранитоиды и молибденитовые руды Харбея (Полярный Урал) – геология, изотопная геохронология и геохимия // Региональная геология и металлогения. 2011. С. 12-28.

Корреляция магматических комплексов Европейского северо-востока СССР / В. Н. Охотников, В. И. Мизин, Л. Т. Белякова и др. // Серия препринтов «Научные рекомендации – народному хозяйству». Сыктывкар, 1985. Вып. 53. 24 с.

Охотников В. Н. Геология рудных образований Полярного Урала. – Л.: Наука. 1975. – 173 с.

Удоратина О.В., Капитанова В.А., Андреичев В.Л. Гранитоиды Харбейского массива (Полярный Урал) /Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. Вып. 4. С. 39-50. (Труды Института геологии Коми научного центра Российской АН; Вып. 120).

Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.М., Молчанова Е.В., Калаус С.В. Основные итоги создания комплекта государственной геологической карты м-бы 1:1000000 (3-е поколение) листа R-41 (Амдерма) / Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда республики Коми. Т. II. Сыктывкар, ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 183-185.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. № 8. P. 173-174.

Pearce J, Harris N, Tindle A. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks// Journal of Petrology. 1992. V. 25. Part 4. P. 956-981.

МЕТАСОМАТИТЫ ПО ВУЛКАНИТАМ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СБВП)

Куш Л.В.

*Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
e-mail: kousch@igc.ikr.ru*

В течение последних десятилетий внимание исследователей многих стран привлекает этап становления континентальной земной коры в нижнем (среднем) протерозое, когда в краевых частях докембрийских платформ происходило формирование крупных вулканоплутонических поясов, сложенных кислыми калиевыми магматитами (при ограниченном развитии базальтоидов) и терригенными породами. Значительный интерес к таким образованиям докембрия определяется как возможностью приблизиться к решению ряда фундаментальных проблем геологии докембрия, так и повышенной потенциальной рудоносностью вулканоплутонических пород таких поясов.

Бериллий-редкоземельные метасоматиты в вулканоплутонических породах хибеленской свиты.

Один из участков развития бериллий-редкоземельной минерализации располагается в вулканотектонической структуре типа очаговой кальдеры проседания, которая в плане имеет почти изометричное очертание и размеры до 18 км в поперечнике [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. На этом участке покров риолитов хибеленской свиты интродурирован телами субвулканических трахириодацитов и гранит-порфиров, а также дайками габбро-диабазов мощностью до 50 м и протяженностью до 7 км. Вытянутые и неправильные по форме тела метасоматитов с нечеткими контактами имеют протяженность десятки-первые сотни метров, развиты в покровных риолитах и структурно контролируются субмеридианальными разрывными нарушениями. Возраст проявления метасоматитов определен U-Pb методом по цирконам 1820.8 ± 6.7 млн лет [Собаченко и др., 2000]. Геохимические особенности вулканоплутонических пород в районе проявления метасоматитов отражены на рис. 1.

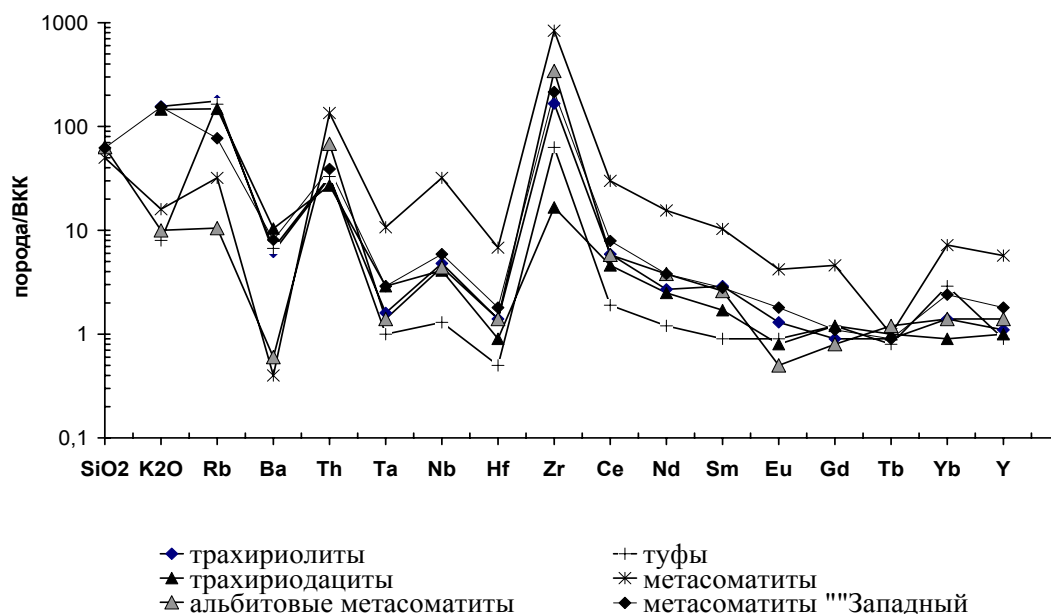


Рис.1 Спайдерграмма составов вулканитов хибеленской свиты СБВП и развитых в них метасоматитов

В риолитах покрова, редко в трахириодацитах развиты альбитовые (натровые) метасоматиты эпидот-хлоритового типа. Минеральный состав метасоматитов: кислые

плагиоклазы (преимущественно альбит), микроклин-пертит, кварц (тремя минералами сложено до 80-90% объема породы), эпидот, хлорит, гематит, редко – реликты биотита, карбонаты, флюорит, акцессорные минералы. Большая часть гематита в породе рассеяна в главных породообразующих минералах (из-за этого альбит в крупных обособлениях имеет розоватую окраску). В породе нередко развиты линзообразные обособления хлорита и эпидота, а также маломощные прожилки гематита. Отмеченные минеральные ассоциации свидетельствуют о том, что метасоматиты формировались в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма при высокой активности кислорода. Редкометалльная минерализация в метасоматитах представлена фенакитом, гадолинитом, ортитом, цирконом и циртолитом, тантало-ниобатами.

Ураноносные альбититы в осадочно-вулканогенных породах домугдинской свиты.

В районе междуречья Кутимы и Черепанихи домугдинская свита сложена преимущественно покровными дацитами, реже андезитами и незначительным количеством осадочно-вулканогенных пород [Собаченко и др., 2005]. Геохимические особенности вулканитов свиты и метасоматитов отражены на рис. 2.

Ураноносные метасоматиты развиты в песчаниках и в меньшей степени в бластотектонитах дацито-андезитового состава домугдинской свиты.

Метасоматиты представляют мелкозернистые лейкократовые розоватые и зеленовато-розовые породы, часто с полосчатой текстурой, обусловленной прерывисто-полосчатым «струйным» расположением агрегатов темноцветных минералов. Минеральный состав пород (объем. %): кварц – 20-30, альбит – 60-70, микроклин – до 3-5, эгирин – до 3-5 и выше, эпидот – до 1-5, акцессорные минералы. Значительное преобладание в породах альбита дает основание для отнесения их к альбититам. Присутствие в породах эгирина отличает их от близких по составу редкометалльных альбититов эпидот-хлоритового типа, проявленных в отдельных структурах СБВП.

Ураноносные альбититы, развитые в песчаниках, относительно выдержаны по химическому составу. Они характеризуются умеренным содержанием $\text{SiO}_2 = 65.2-66.0$, а также фемических компонентов при преобладании Fe_2O_3 над FeO и CaO над MgO . Породы характеризуются повышенной щелочностью ($K_{\text{агп}} = 0.92-1.0$) при резком преобладании натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 10.1-10.5$ мас.%) над калием ($K_2\text{O} = 0.05-0.07$ мас. %).

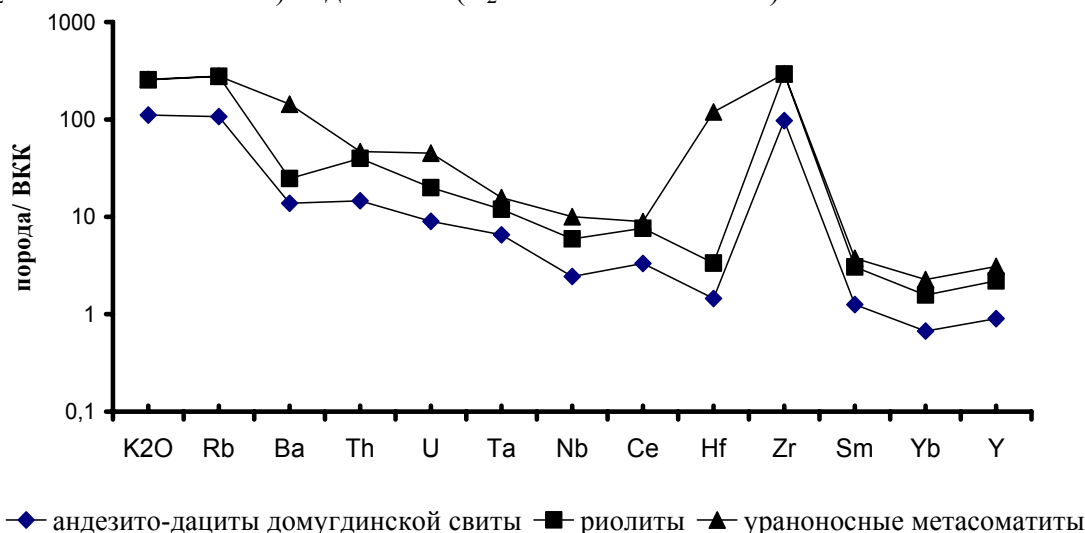


Рис. 2 Спайдерграмма для составов андезито-дацитов домугдинской свиты протерозоя; риолитов малокозинской свиты (пород фундамента СБВП) и развитых в них ураноносных метасоматитов.

Природа растворов, участвовавших в процессах метасоматоза, и источники радиоактивных элементов не ясна, но их парагенетическая связь с вулканоплутоническими породами домугдинской свиты раннего протерозоя весьма вероятна.

Урансодержащие метасоматиты в породах кристаллического фундамента Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

В гранитоидах фундамента процессы низкотемпературного диафтореза выражены замещением первичных темноцветных минералов хлоритом и эпидотом, нередко встречается кальцит. Для этих пород характерны гранобластовые структуры. В тектонических швах, которые структурно контролируют тела низкотемпературных метасоматитов, в гранитоидах развиты бластотектониты, причем обнаруживаются признаки неоднократного проявления дислокационного метаморфизма [Геология и сейсмичность..., 1984].

Петрохимические черты гранитов выражены в пересыщенности их SiO_2 при постоянном преобладании К над Na и относительно невысоком содержании суммарного Fe, MgO, CaO. В этих породах установлены низкие содержания F (0.02 мас. %), (здесь и далее в г/т) В 6-7, Be 1,5, Sn 3, Zn 50-75, Sr до 130, при умеренном содержании Ba до 1100 и Pb 90-116. Слабо затронутые процессами диафтореза андезиты покрова, перекрывающего породы фундамента, по геохимическим особенностям близки к андезитам домугдинской свиты акитканской серии.

U-содержащие метасоматиты образуют сближенные вытянутые тела с нечеткими контактами, которые приурочены к «омоложенным» круто- и пологопадающим бластотектонитовым швам. Структурно-геохимический контроль редкометалльных метасоматитов проявляется также в их приуроченности к контактам разнородных по химическому составу и физико-механическим свойствам пород: гранитоидам и осадочно-вулканогенным породам, гранитоидам и диабазам.

При натровом метасоматозе образованы мелко-среднезернистые красноватые породы, сложенные (в %) кварцем (25-40, редко до 80), ортоклазом (15-20), альбитом (25-45), хлоритом (1-5), гематитом, пиритом, халькопиритом, урановыми и другими акцессорными минералами. Главные структурно-текстурные особенности метасоматитов наследуются от бластотектонитов гранитоидного состава, в которых они развиты. В зонах трещиноватости кварц-ортоклаз-альбитовых и кварц-альбит-ортоклазовых пород развиты хлорит, кальцит, флюорит, гематит, эпидот, относящиеся к поздней стадии процесса. С этой стадией процесса связано формирование радиоактивной минерализации, представленной главным образом настураном и титанатами урана. Широкое распространение в породах гематита свидетельствует о том, что процессы низкотемпературного метасоматоза развивались в условиях высокой активности кислорода. Относительно пород субстрата – диафторированных гранитоидов раннего протерозоя – ураноносные натровые (в том числе с флюоритом) и натро-калиевые метасоматиты близки по уровням концентраций большинства петрогенных компонентов, отличаясь лишь несколько более низкими содержаниями Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, R_2O и повышенными концентрациями фтора.

В метасоматитах кроме избирательного накопления U по отношению к Th (U/Th = 2-56, редко до 183), заметного концентрирования таких редких элементов, как Be, Li, Nb, Ta, Zr, РЗЭ, не фиксируется.

Литиеносные метасоматиты в вулканоплутонических породах хибеленской свиты СБВП

В районе г. Черского проявлены литиеносные метасоматиты (северо-восточные склоны г. Черского Байкальского хребта). Покров трахиандезитов хибеленской свиты акитканской серии с линзующимися пластообразными телами туфов прорван телами аляскитовых гранитов, которые по составу близки к гранитам III фазы ирельского комплекса СБВП, в том числе к тем, которые проявлены в Даванской зоне смятия. На фоне того, что средние содержания лития в акитканских породах колеблются от 9 до 46-50 г/т, в литиеносных туфах его содержания увеличиваются до 800-2660 г/т [Собаченко, 1975]. Литиеносные

метасоматиты развиты преимущественно по туфам, первичный состав которых точно не определен из-за неравномерного проявления в них низкотемпературного метасоматоза.

Минеральная ассоциация литиеносных метасоматитов характерна для низкотемпературных (зеленосланцевых) условий формирования пород, сами литиеносные метасоматиты являются продуктом перекристаллизации литиеносных туфов. Главные отличия составов литиеносных метасоматитов от пород субстрата – слабо измененных туфов («литоносные туфы») – выражены более низкими содержаниями в первых MgO, CaO, Na₂O, а также Sr, Ba и более высокими концентрациями Rb при близких уровнях содержаниями Li и F.

Источники растворов, инициировавших формирование низкотемпературных метасоматитов, надежно не установлены. Их появление является удивительным на фоне общего для толщи дефицита лития. Эти образования парагенетически могут быть связаны с аляскистыми гранитами, которые характеризуются наиболее высокими содержаниями фтора, редких щелочей, Nb, Ta, Zr, Hf, РЗЭ и других редких элементов.

Литература

Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2005. – 184 с.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. – Новосибирск: Наука, 1984. – 174 с.

Докембрийская геология СССР. – Л.: Наука, 1988. – 440 с.

Собаченко В.Н. О гранитоидах, повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубины разломов Западного Прибайкалья / Геохимия и петрология метасоматоза. – Новосибирск: Наука, 1975. С. 44-62.

Собаченко В.Н., Бибикина Е. В, Кирнозова Т.И., и др. Уран-свинцовое датирование поздних магматитов и редкометальных метасоматитов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Геохимия. 2005. № 12. С. 1240-1246.

Собаченко В.Н., Сандиминова Г. П., Булдыгеров В.В. и др. Новые данные к обоснованию верхней возрастной границы проявления магматизма в Северо-Байкальском вулканоплутоническом поясе протерозоя / Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. – М.: ГЕОС, 2000. С. 345-348.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ, МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИ СТАНОВЛЕНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЮГА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Левицкий¹В.И., Котов²А.Б., Резницкий³Л.З., Левицкий¹И.В., Сальникова²Е.Б., Бараш³И.Г., Анисимова²И.В.

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlevit@igc.irk.ru;*

²*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: akotov@peterlink.ru;*

³*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: garry@crust.irk.ru*

Гранитоиды в южной части Северо-Азиатского кратона (Присянском краевом выступе фундамента Сибирской платформы) слагают его основную часть, занимая порядка 60 % площади. Они присутствуют в многофазных интрузиях и телах гранитоидов, образующихся при ультраметаморфических (ультраметагенных) преобразованиях (гранитизации). Последним присуща последовательность: субстрат (гнейсы, сланцы) – плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты – теньевые плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты – автохтонные и аллохтонные гранитоиды. Состав ультраметаморфических гранитоидов зависит от субстрата [Петрова, Левицкий, 1984]. Присянский краевой выступ включает Иркутный, Жидойский, Китойский, Булунский, Бирюсинский, Гарганский блоки (террейны), каждый из которых характеризуется развитием присущих только им совокупностей гранитоидных и/или метаморфических комплексов.

Наиболее древние палеоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации (ТТГА) относятся к комплексу гранито-гнейсов основания Онотского и Таргазойского зеленокаменных поясов (ОЗП и ТЗП) и встречаются в них в виде тектонических пластин и линз. Породы подобного состава известны в шарыжалгайском и китойском комплексах, но достоверных их датировок нет.

В неархее гранитообразование начинает широко проявляться в шарыжалгайском и китойском комплексах Прибайкальской гранулит-гнейсовой (ПрГГО), а также в тоналитах и трондьемитах ОЗП и ТЗП Восточно-Саянской гранит-зеленокаменной областей (ВСГЗО). В полосе их распространения выделяется китойский ультраметаморфический гранитоидный комплекс [Магматические формации..., 1989], приуроченный к зоне сочленения ПрГГО и ВСГЗО. В Иркутном и Жидойском блоках эти гранитоиды образуют линейные тела мощностью до 100 м, в Китойском - массивы площадью до 1-2 км², а в Булунском – до 10 км². Составы гранитоидов китойского ультраметаморфического комплекса широко варьируют в зависимости от субстрата и степени его преобразований. Наибольшим распространением пользуются плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты, теньевые калишпатовые мигматиты, автохтонные и аллохтонные граниты, чарнокитоиды, мигматит-граниты. К этому возрастному эпизоду относятся ТТГА Гарганского блока.

В палеопротерозое ультраметаморфические гранитоиды (мигматиты, граниты, чарнокитоиды) также развиваются в шарыжалгайском и китойском полиметаморфических комплексах, а многофазные гранитные батолиты – в зоне сочленения ПрГГО и ВСГЗО. Первые слагают субпластовые, линзовидные тела от 0.2-1.0 м до 0.5-2.0 км, а вторые массивы от сотен метров до десятков километров в Саянах на протяжении 250-300 км.

По возрасту и масштабам гранитообразования, механизму и геодинамическим обстановкам, фиксируемых в вещественных характеристиках гранитов, выделяются: 1) ТТГА гранито-гнейсов основания ОЗП, ТЗП и Гарганской глыбы и замещающие их ультраметаморфические гранитоиды китойского комплекса; 2) неархейские и 3) палеопротерозойские ультраметаморфические гранитоиды в полихронных метаморфических шарыжалгайском и китойском комплексах; 4) посткинematические (интрузивные) гранитоиды, приуроченные к зонам сочленения ПрГГО и ВСГЗО.

Палеоархейские ТТГА представлены массивными и полосчатыми тоналитами и трондьемитами. Для них получены оценки возраста в интервале 3.2-3.4 млрд лет. При этом значения $(Rb/Sr)_0$ ТТГА расположены в диапазоне ВАВI (0.699-0.701), а $T_{Nd}(DM)=3.5-3.6$ млрд лет. Большая часть ТТГА относится к высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам и, судя по высоким содержаниям CaO, Sr, низким – K₂O, Rb, близка к гранитам I-типа [Chappel, White, 1974], а по значениям La_n/Yb_n и Yb_n – к архейским ТТГА [Martin, 1994, 1999 и др.].

Неоархейские катаклазированные тоналиты и трондьемиты слагают докембрийское основание Гарганской глыбы. В тоналитах (данные Е.Б. Сальниковой, И.В. Анисимовой) присутствуют цирконы двух генераций, отражающих время кристаллизации расплавов тоналитов (2.725 млрд лет) и ультраметаморфических преобразований (2.611 млрд лет). По возрасту, распределению петрогенных и редких элементов эти породы полностью идентичны классическим ТТГА [Martin, 1994].

Аналогами ТТГА ОЗП, ТЗП и Гарганской глыбы по петрохимическим данным являются тоналитовые гнейсы Амитсок (Гренландия) и Уйвак I (п-ов Лабрадор), а также глиноземистые тоналитовые гнейсы Свазиленда. Считается, что ТТГА образуются или при плавлении океанической коры в зоне субдукции, или при плавлении метабазитового или плагиогнейсового протолита в основании утолщенной коры [Martin, 1999 и др.].

Ультраметаморфические гранитоиды, развитые по ТТГА, относятся к китойскому ультраметаморфическому комплексу. Они занимают секущее положение в гранито-гнейсах ОЗП, ТЗП, Гарганской глыбы, содержат реликты тоналитов и трондьемитов с переходами к плагиомигматитам, калишпатовым и теневым калишпатовым мигматитам, гранитам. Для мигматитов и гранитов Rb/Sr методом были получены оценки возраста 2.6-2.2 млрд лет [Сандиминова и др., 1993]. Ультраметаморфические гранитоиды развитые по тоналитам и трондьемитам (табл., выб. 4), отражают замещаемый субстрат ТТГА.

В полихронных шарыжалгайском (Иркутный, Жидойский блоки) и китойском (Китойский, Булунский блоки) комплексах, гранитоиды (включая эндербиты, чарнокиты, мигматиты, гиперстеновые плагиогнейсы) составляют 70-75%, определяя их вещественно-структурный облик как гранитных купольных структур. Здесь установлено участие пород, по крайней мере, двух возрастных эпизодов гранулитовой фации [Сальникова и др., 2007] неоархейского и палеопротерозойского, соответственно в шарыжалгайском (2.56-2.65 и 1.85-1.87 млрд лет) и китойском (2.48-2.54 и 1.84-1.87 млрд лет) комплексах. В них возможно присутствие палео- и мезоархейских ТТГА. Такие соотношения разновозрастных пород в едином разрезе объясняются их тектоническим совмещением.

Неоархейские гранитоиды китойского ультраметагенного комплекса, развитые в гранулитовых шарыжалгайском и китойском комплексах, по щелочнометалльности варьируют от низкощелочных до субщелочных, а по геохимическим параметрам относятся к ультраметаморфическому типу гранитов [Таусон, 1977] – обогащены TiO₂, Al₂O₃, K₂O, Ba, LREE, Zr, Cr, Ni (табл., выб. 1-3). Средневзвешенный состав выборки гранитоидов (плагиоклазовые и калишпатовые теновые мигматиты, граниты, мигматит-граниты, чарнокитоиды) китойского ультраметаморфического комплекса в шарыжалгайском (Иркутный и Жидойский блоки) и китойском (Китойский блок, бассейн р. Китой) комплексах для большинства элементов близок (табл., выб. 1-3). Гранитоиды, развитые по ТТГА ОЗП и ТЗП, существенно отличаются по распределению редких элементов от пород, развитых по гранулитам. Практически при одинаковых содержаниях SiO₂, Al₂O₃, K₂O во всех ультраметаморфических гранитоидах китойского комплекса, развитым в ТТГА, присущи пониженные содержания тех элементов, которыми они обеднены, – TiO₂, железа, MgO, CaO, Ba, Sr, F, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Cu, Cr, V, Ni, Co, Sc. Субстрат шарыжалгайского и китойского комплексов насыщен этими элементами и поэтому граниты, развитые по ним, обогащены ими. Гранито-гнейсы ТТГА являются более благоприятным субстратом для формирования гранитов, чем основные и кислые орто- и парапороды шарыжалгайского и китойского комплексов.

Средние содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в неархейских (1-4, 9) и палеопротерозойских (5-8, 10) гранитоидах

№№ пп	1(129)	2(30)	3(53)	4 (52)	5(297)	6(62)	7(23)	8(28)	9 (212)	10 (113)
SiO ₂	68.14	69.82	70.42	71.93	69.65	71.97	73.05	71.02	69.46	72.01
TiO ₂	0.59	0.47	0.40	0.24	0.46	0.49	0.41	0.31	0.49	0.41
Al ₂ O ₃	14.41	13.98	14.23	14.68	14.01	12.98	12.43	14.74	14.20	13.38
Fe ₂ O ₃ общ.	1.86	1.67	0.90	0.68	4.40	3.81	3.41	3.84	1.47	3.68
MgO	1.52	1.19	1.27	0.57	1.38	0.58	0.39	0.53	1.33	0.50
CaO	2.51	2.18	1.92	1.48	2.06	1.52	1.51	1.69	2.20	1.57
Na ₂ O	2.97	3.03	3.10	4.00	2.57	2.20	2.18	2.58	3.03	2.32
K ₂ O	4.17	4.24	3.94	4.07	4.54	4.17	3.91	3.80	4.12	3.96
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.08	0.08	0.20	0.13	0.10	0.11	0.12	0.11
Li	17	19	16	17	17	9	22	10	17	14
Rb	126	127	116	161	110	164	253	129	123	182
Ba	990	974	755	531	1193	1072	1195	1325	906	1197
Sr	262	238	222	226	249	196	152	386	241	245
F	875	836	731	497	367	690	2680	516	814	1195
Sn	3.6	3.3	2.3	2.3	2.3	6.2	7.1	4.5	3.1	5.9
La	62	62	65	24	58	72	110	42	63	75
Ce	96	92	121	44	101	102	180	82	103	121
Nd	42	43	51	17	38	52	82	38	45	57
Y	26	30	26	10	22	37	48	16	27	34
Zr	213	230	203	139	185	290	290	227	215	269
Pb	24	27	23	37	24	32	40	29	25	34
Cr	52	43	51	11	79	11	15	8	49	11
V	71	60	55	18	51	35	19	24	62	26
Ni	25	23	26	8	29	6	8	3	25	6
Co	12	10	11	4	9	5	6	3	11	5

Примечание. Гранитоиды китайского ультраметагенного комплекса: 1 – в шарыжалгайском комплексе, 2-3 – в китайском комплексе (2 – р. Китой, 3 – р.р. Малая Белая - Онот), 4 – в гранито-гнейсах ТТГА ОЗП и ТЗП, 9 – средневзвешенное значение для неархейских гранитоидов китайского ультраметаморфического комплекса в породах гранулитовой фации. Гранитоиды: 5 – синколлизонные ультраметаморфические в шарыжалгайском комплексе; 6-8, 10 – посткинematические – шумихинского (6), саянского (7) и приморского (8) комплексов; 10 - среднее значение для посткинematических гранитоидов.

Палеопротерозойские магматические породы гранитного состава представлены: 1) в Иркутском блоке – синколлизонными ультраметаморфическими теневыми мигматитами, параавтохтонными и аллохтонными гранитами, развитыми по породам шарыжалгайской серии; 2) в Китайском блоке – ультраметаморфическими гранитами и пегматитами; 3) в Иркутском, Китайском и Бирюсинском блоках – посткинematическими гранитоидами саянского и шумихинского комплексов. Последние обычно слагают трехфазные массивы. Породы первой фазы представлены гранодиоритами (± амфибол, биотит), сиенитами, кварцевыми сиенитами и диоритами, второй – гранитами, а третьей – лейкократовыми гранитами и пегматитами. В гранитоидах всех комплексов наблюдается преобладание K₂O над Na₂O, железа над Mg, повышенные содержания K, Ba, Sr, LREE, Zr, Co, Cr и пониженные – V (табл., выб. 6-8). Л.В. Таусон [1977] относил саянский комплекс к палингенным гранитам известково-щелочного ряда. На дискриминационных диаграммах составы главных фаз магматитов, отражающих состав родоначальных магм, расположены в поле гранитов А-типа или тяготеют к границе полей гранитоидов вулканических дуг и внутриплитных, что

характерно для постколлизийных (посткинематических) гранитов. Рубежи их становления (1855-1871 млн лет) соответствуют периодам формирования ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайского и китойского комплексов (1853-1868 млн лет). Последние образуются в результате замещения метаморфических пород гранулитовой фации с наследованием их вещественных характеристик под воздействием глубинных мантийных флюидов, обогащенных Si, Na, K, Rb, Ba, Pb, La, Ce, Nd, Zr. Составы гранитоидов саянского, шумихинского и приморского комплексов по уровням концентраций большинства элементов близки к средневзвешенным содержаниям для ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайской серии (табл. выб. 5-8, 10). Повышенные количества в ультраметагенных гранитоидах железа, MgO, CaO, P₂O₅, Cr, V, Ni, Co и пониженные SiO₂, Rb, F, Sn, Zr отражают определяющее влияние на них субстрата гранулитов, а повышенные содержания в посткинематических гранитах Rb, Sn, F, Pb – магматической и эманационной дифференциации (табл. выб. 5-8, 10).

Ультраметаморфическое гранитообразование (гранитизация) в шарыжалгайской серии происходило с перерастанием метасоматического замещения в магматическое и приводило сначала к появлению локальных магматических обособлений, а затем к становлению крупных очагов с кристаллизацией магм на месте или после перемещения. В палеопротерозое формирование ультраметагенных гранитов в высокометаморфизованных комплексах и становление посткинематических гранитоидов в слабометаморфизованных областях связано во времени и парагенетически. Ультраметаморфические гранитоиды сопряжены с процессами регрессивного гранулитового метаморфизма посткульминационного периода. Приведенные свидетельства о генетической связи с ними гранитов саянского, шумихинского и приморского комплексов говорят в пользу орогенного (постколлизийного), а не анорогенного (внутриплитного) геодинамического режима их формирования. Редкометалльная (Li, Sn, Nb, Ta, Be, Cs, LREE, W, U) специализация гранитоидов обусловлена процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации кислых апоультраметаморфических (палингенно-метасоматических) магм после перемещения вдоль зон глубинных разломов в верхние структурные этажи от уровней гранулитовой до низкотемпературных фаций.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 11-05-00771.

Литература

Магматические формации юга Восточной Сибири и Северной Монголии (Объяснительная записка к карте масштаба 1:500000, Ред. Абрамович Г.Я.). 1989. – 119 с.

Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3-19.

Сандимирова Г.П., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А. и др. // Rb-Sr возраст и геохимия рудоносных формаций Онотско-Савинского междуречья (В. Присяянье) / Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – М.: Наука 1993. С. 92-102.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука. 1977. – 279 с.

Chapped B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173-174.

Martin, H. The Archean grey gneiss and the genesis of continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam. 1994. P. 205-259.

Martin, H. The adakitic magmas: modern analogs of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411-429.

СВЯТОНОСИТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ – ПРОДУКТЫ КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

**Левицкий¹ В.И., Резницкий² Л.З., Скляр² Е.В., Левицкий¹ И.В.,
Ковач³ В.П., Макагон¹ В.М.**

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlevit@igc.irk.ru;*

²*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: garry@crust.irk.ru;*

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

Святоноситы (андрадитовые сиениты) были открыты П. Эсколя в 1914 г. во время его работы в составе Радиевой экспедиции под руководством В.И. Вернадского на байкальском п-ове Святой Нос [Eskola, 1921] в Восточной Сибири. До настоящего времени причины и механизм образования святоноситов не определены, однозначные критерии выделения их как магматических пород не разработаны, существуют и проблемы с их идентификацией. В мире святоноситы распространены крайне ограничено и Байкальский регион является крупнейшей и пока единственной в мире провинцией их широкого развития, что также требует объяснения. Общим для массивов святоноситов является присутствие ранних меланократовых андрадитсодержащих апоалюмосиликатных метасоматитов или известковых скарнов с переходами от них через мезолитовые разности в единых телах к лейкократовым и мезократовым автохтонным и аллохтонным разновидностям. Только разности, имеющие явно интрузивные взаимоотношения и структурно-текстурный облик магматических пород, сложенные калиевым полевым шпатом, гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, плагиоклазом, пироксеном, иногда нефелином следует относить к святоноситам. В Мире святоноситы известны:

В телах среди кальцитовых мраморов святоносской серии – Марковский и Эскольский массивы на п-ове Святой Нос; в слюдяном комплексе в районе карьера Перевал.

На контакте чарнокитоидов с доломит-кальцитовыми мраморами – Мало-Быстринский массив (Юго-Западное Прибайкалье).

В массивах габброидов – Лево-Безымянский, Бурутуйский (Юго-Западное Прибайкалье), Верхнекаменский, Гутарский, Малоянгозинский, Сосновский (Присяянье), Кукуртский (Восточный Памир).

На контакте гранитов с мраморами – Согдиондонский массив мамско-оронского и ряд массивов конкудеро-мамаканского комплексов (Северное Прибайкалье).

В массивах нефелиновых и щелочных сиенитов – Сыннырский, Бамбуйский, Ботогольский (Северо-Восточное Прибайкалье); Тажеранский (Западное Прибайкалье); Дежневский (Чукотка); Фадью-Куда (Таймыр); Тежсар (Армения); Патомский (Горная Шория); Дахунурский и Чикский (Тува), а также на Тянь-Шане – в Туркестанском (Зардалек) и Алайском (Дара-Пиоз) хребтах, на Восточном Памире (Дункельдык).

В контактах вулканитов с известняками Армении (Сурбкарский массив), в трахитах и трахит-фонолитах США (Аризона), в лавах Италии (Везувий), Монголии (Мушугай-Худук).

В контактах мигматизированных сланцев гренвилльского комплекса с кальцитовыми мраморами Халибертон-Банкрофт (Канада, Онтарио).

Среди ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Швеции (Альне), Кольского полуострова (Африканда, Вуоярви), Восточной Сибири (Гули – Якутия, Белая Зима – Иркутская область), Канады (Ока – Квебек), США (Айрон-Хилл – Колородо), Бразилии (Якуперанга – Сан-Пауло), Норвегии (Фен).

В мире известно 50 мест находок святоноситов, 18 из них – в Байкальской провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Они известны в нежеописанных массивах.

Марковский и Эскольский массивы залегают согласно с вмещающей амфиболито-карбонатной толщей и друг с другом в виде изолированных тел в кальцитовых мраморах вне контактов с магматическими породами. Непосредственно в контактах мраморов со святоноситами или сиенитами отмечаются соответственно гранат-пироксеновые или

пироксеновые скарны [Левицкий, Петрова, 1982]. Присутствие гранат-пироксеновых скарнов в святоноситах, а пироксеновых – в сиенитах, с секущими их прожилками магматитов и наличие порфиробласт калиевого полевого шпата в скарнах, без следов изменений позволяет утверждать, что скарны образовались до кристаллизации магматических пород и поэтому относятся к редкому типу известковых скарнов магматической стадии. Выделяют: 1 – гранат-пироксеновые скарны; 2 – порфиroidные пироксеновые святоноситы с реликтами скарнов; 3 – порфиroidные пироксеновые святоноситы с гломеробластовой структурой; 4 – массивные пироксеновые святоноситы; 5 – аплитовидные пироксеновые или амфиболовые святоноситы [Левицкий, Петрова, 1982]. Порфиroidные святоноситы являются автохтонными фациями, а аплитовидные – аллохтонными.

В районе Мало-Быстринского массива святоноситы встречены: 1) непосредственно на контактах чарнокитоидов с кальцитовыми мраморами; 2) на некотором удалении от массива в изолированных телах среди мраморов вне видимых контактов с какими либо магматитами [Плюснин и др., 1991]. Среди святоноситов существуют различия: с порфиробластами калиевого полевого шпата и плагиоклаза, приуроченные к андрадит-пироксеновым породам; с гломеробластовыми обособлениями граната и пироксена среди лейкократовых минералов; массивные лейкократовые различия с порфиробластами граната и пироксена. Наиболее поздними являются секущие жилы крупнокристаллических пегматоидных святоноситов.

В Лево-Безымянском массиве доминируют габброиды, реже встречаются сиениты. Фиксируются переходы от пироксен-гранатовых различий с плагиоклазом к калишпат-плагиоклаз-пироксен-гранатовым породам и далее к различиям с преобладанием плагиоклаза и калишпата над гранатом и пироксеном, затем к аплитовидным святоноситам.

В долине р. Слюдянка (район карьера Перевал) в слюдянском комплексе святоноситы известны в виде изолированных тел. Доминируют меланократовые плагиоклаз-калишпат-гранат-пироксеновые различия, приуроченные к краевым частям тел с переходами от святоноситов к лейкократовым сиенитам, наблюдаемым в центральных частях тел.

В Тажеранском массиве святоноситы открыты недавно. Здесь они образуют тела субпластовой формы мощностью до 25 м и протяженностью до 250 метров на контакте мраморов с нефелиновыми сиенитами. Отмечаются включения святоноситов в сиенитах и нефелиновых сиенитах. Доминируют лейкократовые различия с нефелином. Контакты между нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами главных фаций массива со святоноситами постепенные, представляя единую зону взаимодействия между карбонатно-силикатной рамой и сиенитами.

Бамбульская интрузия слагает два массива Западный и Восточный. Вмещающие породы – известняки и доломиты нижнего кембрия. Западный массив сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами, между которыми присутствуют гранатсодержащие породы. В Восточном массиве святоноситы развиты между шонкинитами и известняками [Литвиновский, 1973; Конев, 1982].

Святоноситы Северо-Байкальского нагорья ассоциируют с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса, образуя разные по размерам массивы. В Мамском поле мусковитовых пегматитов святоноситами сложены небольшие массивы, одним из них является Согдиондонский, известны и маломощные дайковые тела святоноситов.

В Кукуртском массиве Восточного Памира святоноситы развиты вблизи кальцитовых мраморов на их контактах с габброидами. Они встречаются вместе с нефелиновыми породами, апокарбонатными пироксеновыми и гранат-пироксеновыми скарнами. Наблюдаются переходы к безнефелиновым различиям святоноситов с гранатом и (или) пироксеном.

Святоноситы – щелочные породы, соответствующие всем типам сиенитов. По петрогеохимическим особенностям гранатсодержащие скарны по сравнению со святоноситами имеют повышенные содержания TiO_2 , железа, MgO , CaO , MnO , Ba , Zr , Sn , La , Ce , Nd , Zn , V , Co и пониженные – SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей, особенно P_2O_5 . При этом наименьшие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , железа, MnO , MgO , CaO , Li , Sr , Be , La , Ce , Nd , Yb , Y , Zr , Zn , Cu , Cr , V , Ni , Co , Sc и наибольшие SiO_2 , K , Na , Rb , Ba , B , Pb , характерны для дифференцированных различий

святоносителей и сиенитов. Святоносители автохтонных и аллохтонных фаций имеют наибольшую щелочнометалльность с преобладанием K_2O над Na_2O , повышенные количества CaO и железа. Специфической геохимической особенностью большинства святоносителей являются аномально высокие для магматических пород содержания CaO , TiO_2 , P_2O_5 , Ba , Sr , Zr , TR и низкие Rb , Pb по сравнению с кларками кислых пород. Редкоэлементная специфика святоносителей отражает в каждом конкретном случае механизм их формирования. С одной стороны, повышенные содержания Ca и пониженные - Cr , Ni , Co , Sc , свидетельствуют об участии в их формировании корового протолита, а с другой стороны (высокие концентрации Ti , Ba , K , La , Ce , Pb , Sr , Nd , Zr) отражают роль мантийных источников.

Круг минералов слагающих святоносители ограничен гранатом гроссуляр-андрадитового и пироксеном диопсид-геденбергитового рядов, высокожелезистым амфиболом, мезопертитовым калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, иногда нефелином. В святоносителях с нефелином гранат обогащен гроссуляровым минералом, пироксен – эгириновым. В святоносителях, залегающих в мраморах, в гранате доминирует андрадитовый, в основных сланцах – гроссуляр-альмандинный, а в пироксене – геденбергитовый минералы. Минералы святоносителей, как и минералы карбонатитов, обогащены Ti , что в гранатах проявляется в высокой доле шорломитового минерала (1-10%). Для темноцветных минералов святоносителей характерны высокие (до 1%) содержания Zr и РЗЭ. Полевые шпаты обогащены Ba и Sr . В калиевом полевым шпате: 0.7-4.53% BaO и 0.15-1.71% SrO и плагиоклазе: 0.22-0.33% BaO и 0.10-0.61% SrO .

Возраст святоносителей ЦАСП варьирует. В Южном Прибайкалье (Мало-Быстринский, Буртутуйский и Лево-Безымянский массивы) в Западном Прибайкалье (Тажеранский массив) он составляет 471 млн лет; в Восточном Прибайкалье (Эскольский и Марковский массивы) – 261 ± 21 и 273 ± 24 млн лет (Sm-Nd метод по минералам, В.П. Ковач) и 286 млн лет (U-Pb метод по сфену, Е.Б. Сальникова); в Северном Прибайкалье (конкудеро-мамаканский комплекс) – 294-296 млн лет (U-Pb метод по сфену, Е.Б. Сальникова). Наиболее древние возраста отмечаются вблизи фундамента Сибирской платформы, соответственно в ордовике вблизи Присяянского выступа и в карбоне – Алданского щита, а пермские датировки характерны для святоносителей внутренних частей ЦАСП. Формирование святоносителей Южного Прибайкалья близко к возрастам становления хамардабанского комплекса гранитоидов, Восточного Прибайкалья – баргузинского, Северного Прибайкалья – сыннырского.

Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ в массивах различается. Наиболее низкие значения величин $[T_{Nd}(DM)]$ (млрд лет) присущи святоносителям Восточного и Юго-Западного Прибайкалья – п-ва Святой Нос (1.2-1.44), Малобыстринского (1.49-1.51), Буртутуйского (1.41), Лево-Безымянского (1.45) массивов, а более высокие – святоносителям Северного Прибайкалья – Бамбуйского массива (1.74) и мамско-оронского комплекса (1.88-1.97 млрд лет). В целом, при приближении к Присяянскому выступу фундамента Сибирской платформы и Алданскому щиту, фиксируется отчетливое увеличение модельных возрастов $[T_{Nd}(DM)]$ святоносителей.

Изотопная Sm-Nd систематика святоносителей также свидетельствует об их формировании при корово-мантийном взаимодействии. Вариации отрицательных величин $\epsilon_{Nd}(T)$ (-1.57÷-10.89) указывают на существенную, но разную роль корового компонента при становлении святоносителей в массивах. При этом наименьшие отрицательные значения и большее влияние мантийных источников характерны для святоносителей Восточного и Юго-Западного Прибайкалья (от -4.97÷-1.57) по сравнению с Северным Прибайкальем (-10.89÷-7.99). Всегда породы главных фаций магматитов – граниты баргузинского комплекса, по сравнению со святоносителями, имеют более высокие отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ – соответственно -6.76 и -4.42÷-4.28; в чарнокитоидах Мало-Быстринского массива – -3.86 и -2.22÷-3.53. Это свидетельствует о большей доле мантийного материала в святоносителях по сравнению с гранитоидами главных фаций, где существенна роль коровых источников.

Отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в святоносителях ЦАСП при значительных различиях в геологическом положении и составе контактирующих сред варьируют незначительно (0.7051-0.7084). В целом, эти отношения наиболее близки к значениям, присущих образованиям,

связанным с мантийными источниками. От ранних пород к поздним автохтонным и аллохтонным святоносителям в Буртугуйском массиве отмечается возрастание отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ от 0.7067 до 0.7080, а в массивах п-ова Святой Нос уменьшение от 0.7062 до 0.7051, в Малобыстринском от 0.7074 до 0.7053, в Лево-Безымянском массиве от 0.7073 до 0.7054. Понижение этого отношения указывает на возрастание доли радиогенного стронция и соответственно доли мантийного компонента в наиболее поздних аплитовидных или пегматоидных разновидностях святоносителей.

Формирование святоносителей в Байкальской провинции ЦАСП на ранних этапах (460-475 млн лет) происходило в постколлизийной, а на поздних (260-300 млн лет) во внутриплитной обстановках дискретно на протяжении 170 млн. лет под воздействием глубинного мантийного диапира при взаимодействии с коровыми источниками различного возраста. В целом, для святоносителей характерна: 1) приуроченность к внутриконтинентальным областям; 2) отсутствие связи с определенным типом магматитов; 3) формирование в высококальциевых средах – мраморах, габброидах; 4) залегание в телах любой формы – контактовых и жильных; 5) смена ранних меланократовых гранатосодержащих ассоциаций более поздними мезозойскими с гранатом, пироксеном, плагиоклазом, калишпатом и далее лейкократовыми магматическими породами с этими же минералами; 6) влияние субстрата ранних пород на поздние магматические ассоциации; 7) сочетание со святоносителями безгранатовых пироксеновых сиенитов

Результаты изучения святоносителей Восточной Сибири свидетельствуют и том, что их формирование происходило при взаимодействии инфильтрационных потоков флюидов или магм мантийной природы с кальциевым протолитом, проявившихся в образовании метасоматически-магматогенных серий от меланократовых метасоматитов (*in situ*) до лейкократовых автохтонных и аллохтонных магматических разновидностей. Причинами широкого распространения святоносителей в Байкальской провинции ЦАСП являются: преобладание в составе протолита региона кальциевых сред; проникновение по зонам разломов мантийного вещества в виде флюидов; сочетание механизмов диффузионного замещения с доминирующим инфильтрационным подтоком. Все это, в конечном счете, ведет к формированию и кристаллизации святоносительных магм в контактах как с разными магматическими породами, так и в виде самостоятельных секущих тел.

Святоносители являются индикаторным и пока единственным типом пород, который позволяет наглядно и достоверно обосновать существование в природе механизма взаимодействия корового материала, представленного кальцитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами, габброидами, с глубинными мантийными потоками.

Литература

Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1982. – 201 с.

Левицкий В.И., Петрова З.И. Эволюция вещества при формировании святоносителей // Геохимия. 1982. № 10. С. 1525-1530

Литвиновский Б. А. Новые данные об условиях формирования святоносителей (на примере гранатовых сиенитов Бамбульской интрузии. Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. 1973. № 1. С. 42-47.

Плюснин Г.С., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А., Кузнецова С.В. Rb-Sr - возраст и генезис сиенитов Быстринского массива в Юго-Западном Прибайкалье // ДАН СССР. 1991. Т. 316, №2. С. 440-443

Eskola P. On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia// Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl. 1921. Bd. LXIII, avd A, № 1. 100 P.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОСТРУДНОГО МАГМАТИЗМА НА ЕРМАКОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Лыхин¹ Д.А., Воронцов² А.А., Никифоров¹ А.В.

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: liha@igem.ru.

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: voron@igc.irk.ru.

Большая часть площади Ермаковского берtrandит-фенакит-флюоритового месторождения (Западное Забайкалье) занята интрузивными породами. Нами на основании детальных геологических наблюдений на месторождении выделены три магматических этапа: дорудный, синрудный и пострудный [Лыхин и др., 2010]. Дорудный и синрудный магматические этапы были продатированы U-Pb методом и составляют соответственно: 330-290 и 224±5 млн лет. Магматическая деятельность на месторождении заканчивается пострудным магматическим этапом, внедрением дайки трахириолитов. Трахириолиты прорывают все известные магматические породы на месторождении. На карте масштаба 1:200 000 [Ермаков, 1975] дайка трахириолитов отнесена к удинской свите (J₂ud), которая так же в своём составе имеет кварцевые порфириды, вулканические стёкла, базальты, туфы, туфолавы, конгломераты и песчаники, но на Ермаковском месторождении вышеперечисленные породы не встречаются. На более детальных картах Ермаковского месторождения масштаба 1:50 000 и 1:10 000 [Ермаков и др., 1968] дайка трахириолитов отнесена к кижингинскому комплексу (J₂γ).

Дайка трахириолитов имеет юго-восточно–северо-западное простирание и контролируется одной из систем разрывных нарушений, мощность её до 10 метров, прослеживается она на протяжении первых километров. По своему строению дайка представлена массивной породой, меняющей окраску от лилового, сиреневато-серого до розового цвета, с микроаплитовой, микросферолитовой и фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены таблитчатым калинатровым полевым шпатом и реже кварцем. Основная масса состоит из призматических микролитов калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также биотита (до 1%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, рутил, флюорит. Вторичные минералы представлены альбитом, серицитом, эпидотом, хлоритом, карбонатом и встречаются в небольших количествах. Порода характеризуется высокими содержаниями SiO₂ – от 75.27 до 78.03 мас. %, Na₂O+K₂O – от 8 до 8.86 мас. %. K_a – 0.79-0.86.

В исследованном трахириолите LREE преобладают над HREE, (La/Yb)_N=17.33. В общем спектре редкоземельных элементов наблюдается чёткий европиевый минимум Eu/Eu*=0.23. Также для породы характерны отрицательные аномалии цезия, бария, стронция, титана, лития и максимумы калия, рубидия, тория, урана, свинца, циркония, гафния. На дискриминационных геохимических диаграммах Zr+Nb+Ce+Y-(Na₂O+K₂O)/CaO и Zr+Nb+Ce+Y-(FeO/MgO) [Whalen et al., 1987] составы дайки находятся либо в области фракционированных гранитов (FG), или в поле составов гранитов А-типа.

Определение изотопного состава Rb и Sr проводилось в изотопной лаборатории ИГГД РАН. Измерения выполнялись на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 и TRITON. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует ±0.5%. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr. Значение изотопного состава Sr в стандарте SRM-987 во время проведения данной работы составляло: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710243±16. Изотопный состав Sr нормализован по величине ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.37521. Расчёт изохроны производился методом [York, 1966].

Rb-Sr изотопно-геохронологические исследования дайки трахириолитов были проведены по шести образцам. Полученная по ним изохрона, имеет возраст 161±5 млн лет

(граница средней и верхней юры), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70929 \pm 35$, СКВО 2.8 (рис.). Достаточно высокое начальное изотопное отношение стронция в дайке – 0.7093 свидетельствует о существенной роли коровых источников в формировании магматических расплавов.

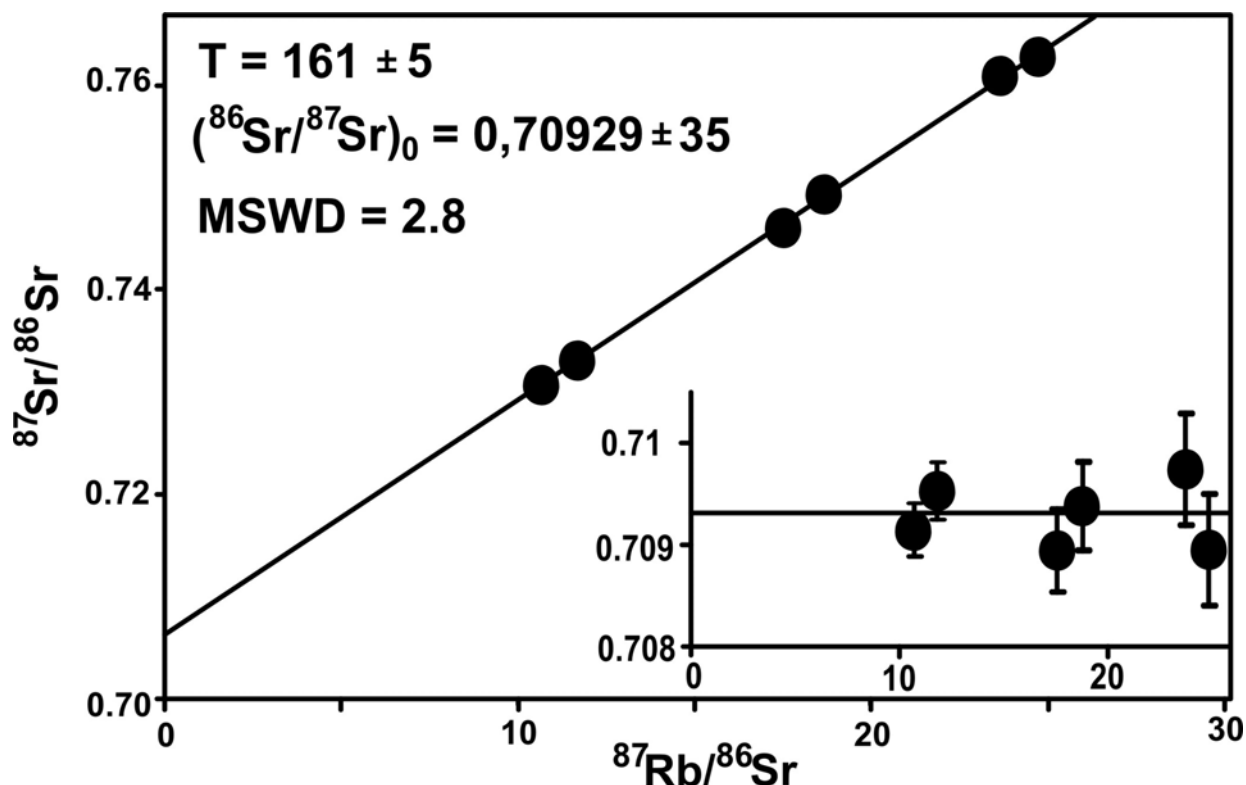


Рис. Изохрона для дайки трахириолитов.

Как было показано ранее [Иванов и др., 1995; Ярмолук, Иванов, 2000; Воронцов и др., 2002; 2006] в позднем мезозое-кайнозое (от 165 до 25 млн лет) на территории Забайкалья отмечается повышенная вулканическая активность, которая связана с процессами внутриплитового магматизма и формирования крупной рифтовой области. В поздней юре-раннем мелу развитие этой области связано с образованием крупных грабенов с преобладающим базитовым вулканизмом повышенной щёлочности. В юре формировались в основном бимодальные ассоциации – трахибазальты и трахиты-трахиандезиты ичетуйской свиты. Ярким примером их проявления является Хамбинское вулканическое поле, одно из крупнейших в регионе [Воронцов и др., 2007; Андриященко и др., 2010; Цыганков и др., 2010]. Для магматических пород ичетуйской свиты типичны повышенная общая щёлочность и повышенное содержание редких литофильных элементов, также для неё характерно уменьшение доли сиалических пород в более поздних ассоциациях.

Возраст ичетуйской свиты был определён по остаткам растений и насекомых, собранных из её осадочных горизонтов, и соответствует поздней юре [Сребродольская, Козубова, 1976]. Уточнённый возраст Хамбинского вулканического поля, полученный на основе Rb-Sr геохронологических данных – 159-155 млн лет [Шадаев, 1992; Андриященко и др., 2010] соответствует поздней юре. Таким образом, полученный нами возраст для дайки трахириолитов на Ермаковском месторождении 161 ± 5 млн лет в пределах ошибки совпадает с возрастом вулканитов ичетуйской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00533).

Литература

- Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулкано-тектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 734-749.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Андрющенко С.В., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Магматизм Хамбинского грабена и ранняя история формирования позднемезозойской рифтовой системы Западного Забайкалья // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411. №3. С. 17-32.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др., Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. 2002. Т.10. № 5. С.510-531.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северно-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. 2007. № 1. С. 37-60.
- Ермаков Г.А. Карта Масштаба 1:200 000. Лист М-49-П. – Л.: ВСЕГЕИ. – 1975.
- Ермаков Г.А., Извекова А.К., Данчинова К.Г., Баранова Ф.А. Карта масштаба 1:50 000. Листы М-49-3-Г (б, г), 4-В, 15-Б (б) и 16-А (а, б). – Л.: ВСЕГЕИ. – 1968.
- Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойско-кайнозойской вулканической области // Доклады РАН. 1995. Т. 345. №5. С. 364-367.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 2. С. 126-152.
- Сребродольская И.Н., Козубова Л.А. О возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1976. № 7. С. 90-93.
- Цыганков А. А., Хубанов В. Б., Филимонов А. В. Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ₃-MZ): источники магм, эволюция, геодинамика // Литосфера. 2010. №3. С. 78-86.
- Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Друбечкой Е.Р. Новые данные о возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье (Rb-Sr и K-Ar данные) // Геология и геофизика. 1992. №5. С. 41-44.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. №2. С. 43-64.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. A-type granites, chemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. P. 407-419.
- York D. Least-squares fitting of a straight line. Can // J. Physics. 1966. V. 44. P. 1079-1086.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПОЯСА

Макагон В.М., Загорский В.Е.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vmak@igc.irk.ru

Вопросы геохимической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов всегда были в центре внимания Л.В.Таусона [Таусон, 1977, 1982]. В настоящей работе авторы ставят целью показать особенности геохимической и рудной специализации редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса и их возможные причины на примере сподуменовых пегматитов Урикско-Ийского грабена Восточного Саяна. Здесь находятся поля редкометалльных пегматитов литиевого (Гольцовое, Урикское и Белореченское поля), тантал-олово-литиевого (Бельское поле) и комплексного цезий-тантал-литиевого (Гольцовое и Белотагнинское поля) геохимических эволюционных рядов сподуменовой подформации.

В Урикско-Ийском грабене широко распространены массивы гранитоидов, объединяемых в саянский комплекс. К массивам этих гранитоидов пространственно тяготеют поля редкометалльных пегматитов. При этом некоторые массивы (Зимовнинский) сложены гранодиоритами, тогда, как в других (Урикский, Далдарминский массивы) доминируют биотитовые и двуслюдяные граниты. Возраст гранитоидов саянского комплекса, определенный U-Pb методом по цирконам Барбитайского массива [Левицкий и др., 2002], составляет 1.86 млрд лет. Эти исследователи относят гранитоиды саянского комплекса к постколлизийным, считая, что их внедрение происходило вслед за коллизийными процессами, обусловившими становление раннепротерозойского суперконтинента в период 1.9-2.0 млрд лет. Rb-Sr возраст гранитоидов саянского комплекса (Далдарминский массив) составляет 1.82 млрд лет. Сподуменовые пегматиты в Урикско-Ийской структуре формировались при повышенных давлениях (5-3 кбар). Они отличаются приуроченностью к зонам глубинных разломов, отсутствием или слабым проявлением зональности при наличии в их составе нескольких структурно-минеральных парагенетических комплексов. Их Rb-Sr возраст составляет 1.69 млрд лет [Макагон, 2007].

Гольцовое поле редкометалльных сподуменовых пегматитов расположено в восточной части Урикско-Ийского грабена в непосредственной близости от регионального глубинного разлома. Субмеридиональное положение разрывных нарушений определило соответственно и общую субмеридиональную ориентировку Гольцового поля [Теремецкая и др., 1973]. Протяженность поля около 20 км, площадь – 30 кв. км. Пегматитовые жилы и серии жил залегают в биотитовых, андалузит-биотитовых, двуслюдяных, биотит-амфиболовых, биотит-хлоритовых и хлоритовых сланцах, а также в амфиболитах. Пегматитовое поле примыкает в южной части к Зимовнинскому массиву гранитоидов, с которыми обычно генетически связывают пегматиты этого поля. Один из самых крупных разломов, вдоль которого узкой полосой вытянуты жильные тела и серии жил, разделяет пегматитовое поле на два структурно-тектонических блока: западный и восточный. В первом наблюдаются одиночные жилы плитообразной, линзо- и четкообразной формы, протяженность которых достигает 1.5 км с мощностью в раздувах до 30 м. Для восточного блока характерны сложные серии многочисленных сближенных жильных тел сложной формы, многократно соединяющихся и ветвящихся, имеющих раздувы неправильной формы и многочисленные апофизы. Жильные серии в пределах поля расположены кулисообразно относительно друг друга, суммарная мощность жильных серий достигает 100-140 м, протяженность – 2.0-2.5 км. В пегматитах обоих блоков распространены одинаковые по качественному составу полиминеральные ассоциации – структурно-минеральные комплексы, но в западном блоке пегматиты имеют литиевую, а в восточном – комплексную (Cs-Ta-Li) геохимическую специализацию. В таблице 1 приведены структурно-минеральные комплексы в пегматитовых телах Гольцового и других полей изученного района.

Структурно-минеральные комплексы сподуменовых пегматитов полей
Восточно- Саянского пояса

Пегматитовое поле	Геохимическая специализация	Структурно-минеральные комплексы
Гольцовое	1) Li 2) Ta-Cs-Li (комплексный тип)	1. Крупнокристаллический альбит-кварц-сподумен-микроклиновыи. 2. Мелкозернистый микроклин-сподумен-кварц-альбитовый. 3. Разнозернистый мусковит-кварц-альбитовый.
Урикское	Li	1. Крупнокристаллический альбит-кварц-сподумен-микроклиновыи. 2. Крупнозернистый альбит-кварц-сподуменовый с турмалином. 3. Кварц-альбитовый.
Белореченское	Li	1. Мелкоблоковый микроклин-кварц-сподумен-альбитовый с мусковитом.
Бельское	Ta-Sn-Li	1. Блоковый сподумен-микроклин-кварц-альбитовый 2. Крупноблоковый альбит-кварц-сподумен-микроклиновыи. 3. Мусковит-кварцевый.

Урикское поле находится на крайнем юго-восточном крае грабена, примыкая к краевому шву Сибирской платформы. Пегматиты приурочены к узкой зоне смятия, вытянутой вдоль Главного Саянского разлома на 4-5 км при ширине, не превышающей нескольких сотен метров. К северо-западу от него находится Урицкий массив гранитоидов. Протяженность пегматитовых жил с редкометалльной минерализацией изменяется от 3-5 м до 250 м, мощность достигает 25-30 м и более. Морфология жил очень сложная – форма жил неправильная с разветвлениями, раздувами и пережимами, наблюдается тесное сочетание мелких и крупных жил.

Белореченское поле литиевых пегматитов находится в западной части Урицкого грабена. Это поле приурочено к субмеридиональной зоне трещиноватости и смятия метаморфических пород. Оно пространственно тяготеет к юго-западному боку Зимовнинского массива гранитоидов. Пегматитовые жилы залегают в амфиболовых и слюдяных сланцах и амфиболитах, их протяженность составляет десятки и сотни метров, при этом крупные жилы обособлены, а мелкие – образуют жильные серии. Наиболее крупная жила литиевых пегматитов имеет северо-восточное простирание и крутые углы падения, форма ее неправильная, плитообразная с резкими коленообразными изгибами. Строение ее зональное, причем наиболее мощная зона – мелкоблоковая микроклин-кварц-сподумен-альбитовая – составляет около 75 % объема жилы, достигая мощности 40-50 м.

Пегматиты **Бельского** поля, расположенного по соседству с Белореченским полем, являются представителем тантал-олово-литиевого геохимического эволюционного ряда сподуменной подформации редкометалльных пегматитов. Крупная жила тантал-олово-литиевых пегматитов имеет слабо зональное строение. Кроме того, выделяются участки поздних комплексов: мусковит-кварцевый с касситеритом, бериллом, мелкокристаллического кварц-альбитового с бериллом, касситеритом и колумбитом-танталитом и мусковит-кварц-клевеландитового с теми же минералами, а также наиболее позднего флюорит-кальцит-альбит-микроклинового с касситеритом и пиритом.

Геохимические особенности сподуменовых пегматитов разных полей показаны в таблице 2. Как видно из нее, для литиевых пегматитов характерны наиболее высокие

содержания Li, а для комплексных – Rb, Cs и Ta уже в ранних комплексах, в Ta-Sn-Li пегматитах в ранних комплексах высоко содержание Li, а в позднем – Sn и Ta, а также Nb.

Таблица 2.

Химический состав редкометалльных сподуменовых пегматитов в Урикско-Ийском грабене
(оксиды - вес. %, элементы - г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	74.31	74.50	70.93	73.91	75.51	73.42	74.86	73.08	71.82	61.72
TiO ₂	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.06	0.11	0.13	0.05
Al ₂ O ₃	16.40	16.60	17.20	16.40	17.10	16.50	16.95	17.05	16.02	13.45
Fe ₂ O ₃	0.70	0.60	0.50	0.57	0.57	0.40	0.51	0.43	0.10	0.60
FeO	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.39	0.57	Н. о.	0.18	0.43	0.63	0.54
MnO	0.09	0.05	0.05	0.07	0.12	0.05	0.07	0.06	0.03	0.01
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.10	0.10	0.10	0.12
CaO	0.24	0.28	1.08	0.15	0.27	0.65	0.10	0.05	0.32	0.10
Na ₂ O	4.38	3.98	6.60	1.68	2.09	8.42	2.55	1.57	3.56	0.27
K ₂ O	1.93	2.23	1.74	3.13	0.23	1.02	2.00	4.00	6.34	3.41
P ₂ O ₅	0.29	0.24	1.52	0.20	0.17	0.59	0.20	0.18	0.32	0.06
H ₂ O	0.47	0.52	0.03	0.04	0.17	0.11	0.32	0.23	0.58	2.00
F	400	300	900	200	200	400	200	300	500	Н.о.
Li	7300	6100	810	12500	16800	455	19400	11980	740	130
Rb	2160	2130	1590	2880	163	730	510	1090	2190	1280
Cs	540	6600	290	256	36	36	30	50	160	75
Be	180	70	150	120	83	160	38	Н.о.	20	Н. о.
Sn	1400	790	1600	890	360	77	71	40	160	78910
Ta	300	225	587	54	47	180	32	40	30	3000
Nb	80	95	153	36	33	76	36	30	30	2600
Zr	20	20	35	55	45	20	12	40	50	300
Hf	0.8	0.2	1.0	2.2	1.0	2.3	1.7	Н. о	Н. о.	Н. о.
Tl	21	17	2	26	0.4	1.8	Н.о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ba	25	26	85	25	26	28	14	Н. о.	55	82
Sr	22	22	30	33	23	110	11.8	Н. о.	35	25
Pb	12	14	8.6	6.3	0.8	8.2	9.8	Н. о.	40	10
Zn	54	79	21	23	28	80	24	Н. о.	Н. о.	Н. о.
B	26	25	10	580	370	580	Н.о	Н. о.	10	100
K/Cs	29.7	2.8	49.8	101.5	53.0	235.1	553.3	663.9	328.8	377.3
Ta/Nb	3.75	2.37	3.84	1.5	1.42	2.37	0.88	1.33	1.0	1.15

Примечания. 1-3 – комплексные Cs-Ta-Li пегматиты Гольцового поля: 1 – микроклин-сподумен-кварц-альбитовый комплекс, 2 – альбит-кварц-сподумен-микроклиновый комплекс, 3 – мусковит-кварц-альбитовый комплекс; 4-6 – литиевые пегматиты Урикского поля: 4 – кварц-сподумен-микроклиновые участки, 5 – кварц-сподуменовые участки, 6 – альбитовые участки; 7 – литиевые пегматиты Белореченского поля, микроклин-кварц-сподумен-альбитовый комплекс; 8-10 – Ta-Sn-Li пегматиты Бельского поля: 8 – кварц-микроклин-сподуменовый комплекс, 9 – сподумен-альбит-кварц-микроклиновый комплекс, 10 – касситерит-мусковит-кварцевый комплекс. Силикатный анализ (оксиды) выполнен химическим методом (аналитики В.А.Григорьева, Л.Н.Матвеева); содержания Li, Rb и Cs определены методом фотометрии пламени (аналитик Л.С.Таусон); содержания остальных элементов определены количественным спектральным эмиссионным методом (аналитики С.Н.Арбатская, О.А.Чернышева, С.К.Ярошенко и Н.Л.Чумакова). Институт геохимии СО РАН (1992–2011). Н.о. – не определялось.

М.В.Кузьменко [1976], наиболее детально изучавшая влияние состава гранитоидов на геохимическую специализацию пегматитов, указывала, что пегматиты с различной

геохимической специализацией связаны генетически с разными по составу гранитами: литиевые и тантал-олово-литиевые – с плагиоклаз-микроклиновыми гранитами главных интрузивных фаз, а комплексные – с бедными кальцием биотитовыми или двуслюдяными гранитами главной или дополнительных интрузивных фаз. Однако наши данные по геохимии гранитоидов массивов и пегматитов в Урикско-Ийском грабене показывают отсутствие зависимости между составом гранитоидов и геохимической специализацией пегматитов. С одной стороны, около массивов гранитоидов разного состава (Урикский и Зимовнинский массивы) расположены однотипные поля пегматитов (Урикское и Белореченское поля литиевых пегматитов), с другой – около Зимовнинского однородного гранодиоритового массива наблюдаются поля и литиевых (Белореченское), и тантал-олово-литиевых (Бельское), и комплексных (Гольцовое) пегматитов. Последнее из полей к тому же в разных блоках имеет различную геохимическую специализацию. Более того, наблюдается значительный разрыв между временем становления массивов гранитоидов и формирования пегматитовых тел, составляющий 130-170 млн лет, так что пространственная связь пегматитов с гранитоидами может быть обусловлена тем, что массивы последних, являющиеся разуплотненными зонами, могли служить согласно представлениям В.М.Москалевой [1999] волноводами – проводниками пегматитового материала. Эта связь также обусловлена тем, что очаги пегматитовых расплавов образовывались при переработке гранитной магмы глубинными (мантийными) флюидами.

Обогащенность Li, Cs и Ta уже раннемагматических комплексов в пегматитовых телах указывает на первичное обогащение расплавов, из которых формировались редкометалльные пегматиты, этими металлами или в очагах образования, или на путях внедрения по зонам глубинных разломов. Общая редкометалльная специализация пегматитов в Урикско-Ийском грабене связана с единым источником и способом образования пегматитовых расплавов в глубинных горизонтах земной коры из гранитной магмы под воздействием потоков мантийных флюидов в нижнем протерозое. Локальные факторы (различная глубина и продолжительность «вызревания» пегматитовых расплавов, их гетерогенизация при подъеме по зонам глубинных разломов и др.) определили геохимическую специализацию пегматитов в различных пегматитовых полях.

Работа поддержана РФФИ (грант № 10-05-00964).

Литература

Кузьменко М.В. Геохимическая классификация пегматитовых полей и месторождений // Поля редкометалльных гранитных пегматитов. – М. Наука. 1976. – 332 с.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 8. С. 717-731.

Макагон В.М. Геохимия и условия образования гранитоидов и редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса // Мат. Всероссийской научной конференции «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды». Т. 2. Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов. Иркутск. Изд. ИГ СО РАН. 2007. С. 151-155.

Москалева В.М. Мантийно-коровый магматизм и особенности глубинного строения областей континентального рифтогенеза // Региональная геология и металлогения. 1999. № 9. С. 20-26.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М. Наука. 1977. – 280 с.

Таусон Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений. 1982. № 3. С. 3-14.

Теремецкая А.Г., Рябенко В.Е., Чернуха Ф.П. и др. Некоторые закономерности пространственного распределения редкометалльных пегматитов на примере одного района // Вестник Московского университета. 1973. № 3. С. 76-84.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ, МЕТАСОМАТОЗ, ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ – НАЧАЛЬНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСАХ (ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС)

Макрыгина¹ В.А., Суворова¹ Л.Ф., Толмачева² Л.В.

¹*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: vmakr@igc.irk.ru;*

²*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

Проблема происхождения гранитоидов в метаморфических поясах, называемых теперь синколлизийными или S-гранитами, имеет долгую, почти вековую историю. В середине прошлого века практически одновременно вышли работы Н.Боуэна и Г.Рида по проблеме анатектических гранитов, Н.Г.Судовикова и Д.С.Коржинского по метасоматической гранитизации, но до сих пор главенствуют две ортодоксальных гипотезы образования этих гранитов – анатектическая [Chappell, 1999; Barbarin, 1999; Добрецов, 1980 и др.] и метасоматическая [Летников и др., 2000, Жариков, 1987, Петрова, 1990]. Причем приверженцы метасоматического начала гранитизации не отвергают перехода к частичному плавлению и магматическому завершению процесса. В поддержку той и другой концепции неоднократно проводились эксперименты по частичному плавлению метаморфических пород [Иванов, 1972 и др.], которые показали, что из породы основного состава нельзя выплавить более 5-6% плагиогранита. Эксперименты по воспроизведению метасоматической гранитизации амфиболитов [Ходоревская, 2004] подтвердили возможность этого процесса под воздействием кремне-щелочных флюидов, о существовании которых писал еще Д.С.Коржинский, позже проблему рассматривали Ф.А.Летников и др. [2000] и другие.

После достижения пика метаморфизма – наиболее высоких температур и давлений – начинается снижение параметров. Происходит это по причине снижения теплового потока, завершения коллизии и связанного с ней горообразования и начала декомпрессии в результате эрозии (коллапса орогена). Как правило, характерный для обстановки коллизии покровно-надвиговый тектогенез во времени сменяется сдвиговыми движениями. Они порождают неравномерное распределение напряжений в метаморфической толще, что вызывает отделение метаморфогенной флюидной фазы на месте и проникновение ее с больших глубин. Это провоцирует метасоматические изменения пород. Происходит инверсия режима метаморфизма, переход от его изохимической стадии к аллохимической (метасоматической) с постепенным снижением параметров. Главным фактором на этом этапе является снижение давления и увеличение проницаемости пород.

Детальное изучение геохимии метаморфизма показало, что процесс гранитообразования на уровне метаморфических поясов происходит с участием трех процессов: метаморфической дифференциации, метасоматической мигматизации и последующего анатексиса. Наиболее масштабные процессы регионального метаморфизма происходят в зонах коллизии, где реализуются самые высокие градиенты роста температур и давлений. Выше 650°C породы становятся пластичными. В условиях неравномерного распределения давления внутри породы при интенсивной деформации происходит растворение кварца и плагиоклаза с переотложением в участках пониженного давления (рис. 1а) [Тен, 1993]. В этом состоит сущность процесса метаморфической дифференциации. Образуются полосчатые породы типа плагиомигматитов. Автором показано, что для породы в целом этот процесс является изохимическим [Макрыгина, 1981]. Самый наглядный пример, демонстрирующий этот механизм, – выполнение кварцем теней давления у растущего порфиробласта граната. Подтверждением тому, что метаморфическая дифференциация происходит в твердом состоянии, является появление полосчатых плагиомигматитов при более низких температурах, чем калишпатовых мигматитов, хотя при плавлении плагиоклазовая эвтектика должна быть более высокотемпературной, чем калишпатовая и тем более тройная. А также отсутствие расплавных включений. При

повышении температуры до 700°C и выше в таких породах происходит частичное плавление: в светлых прослоях образуются выплавки гранитного состава (рис. 1б), а при разложении мусковита образуется ортоклаз. Большие объемы калишпатовых гранитов таким путем возникнуть не могут.

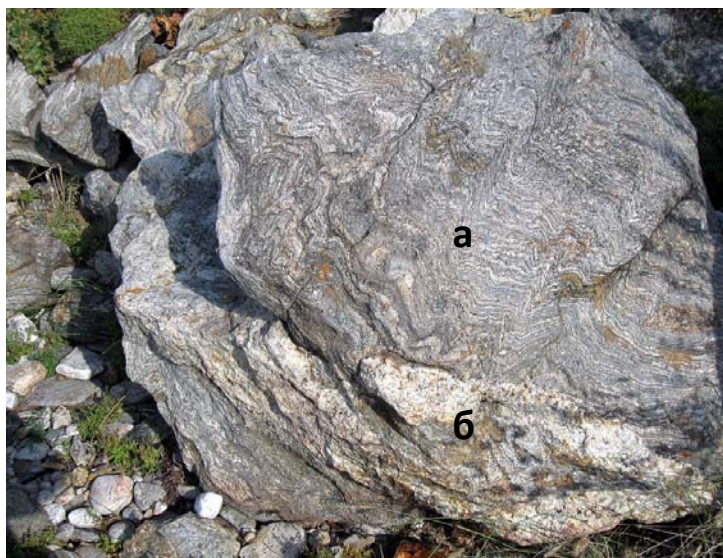


Рис. 1. Биотитовый полосчатый плагиомигматит (а), б – плагиогранитные выплавки, Тутайская бухта, Приольхонье.

При инверсии режима, переходе к регрессивной стадии метаморфизма, снижении давления и увеличении проницаемости пород в толщу поступают глубинные растворы, богатые щелочами. Развиваются метасоматические калишпатовые мигматиты, породы в целом обогащаются щелочами, процесс становится аллохимическим (рис. 2). В зоне гранулитовой фации метасоматоз, сопряженный с образованием мигматитов в гнейсах, захватывает и основные породы. На мысе Святой Нос в массивных меланократовых

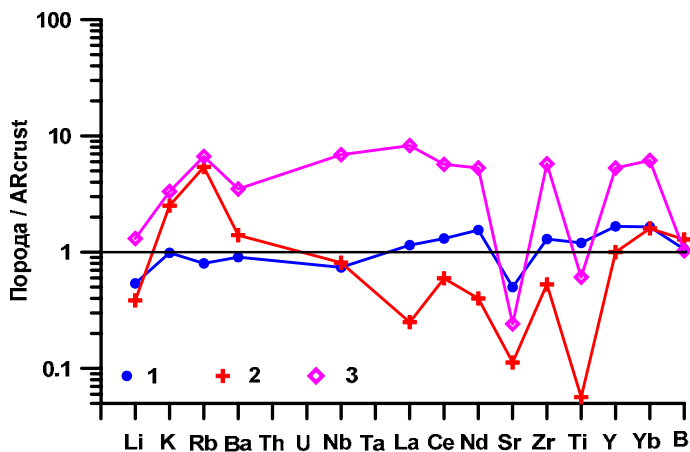


Рис. 2. Региональная (2) и приразломная (3) субщелочная метасоматическая гранитизация по амфибол-биотитовым гнейсам (1) чуйской серии, Северное Прибайкалье. Отчетливо виден привнос щелочей и вынос ряда компонентов при ранней гранитизации.

амфиболитах развиваются неправильные гранат-кварц-биотитовые прожилки (рис. 3) [Макрыгина и др., 2008]. В метагаббро на мысах Лударь и Безымянном по сложной петельчатой системе трещин образуются калишпат-гиперстеновые прожилки (чарнокитизация).

В процессе каледонской коллизии Сибирского кратона с террейнами складчатого обрамления вдоль его южного края образовался зональный метаморфический пояс, где у коллизионного шва условия метаморфизма достигали гранулитовой фации. В нем выявлены участки метаморфизма повышенных и низких давлений, а также с секущими простирания пород изоградами. Это позволило изучить геохимию метаморфизма, показать изохимический характер этого процесса на прогрессивном и аллохимический – на

регрессивном этапах. Попутно изучалось синколлизонное гранитообразование, которое

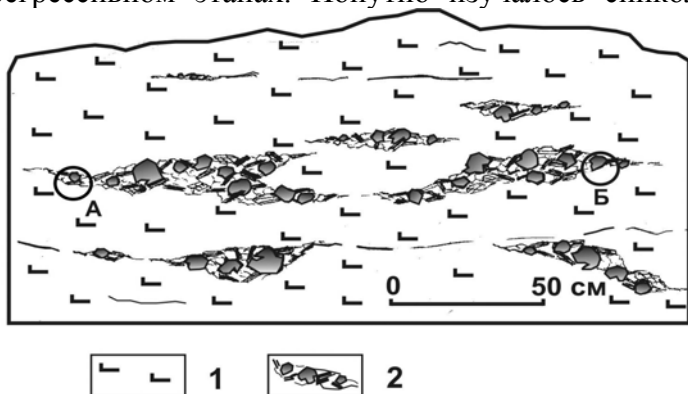


Рис. 3 Развитие гранат-кварц-биотитовых прожилков (2) в меланократовых амфиболитах (1), сопряженное с гранитизацией гнейсов. Северное окончание м.Святой Нос.

оказалось зависимым от РТ условий метаморфизма, а именно различным соотношением процессов метаморфогенного, метасоматического и магматического формирования гранитного вещества и геохимических особенностей при его дальнейшей эволюции. Так в хамардабанском комплексе, где метаморфизм происходит при $P_{лит} = 3,5-5$ кбар, низком флюидном давлении и отсутствии посторонних флюидов, преобладают процессы метаморфической дифференциации с проявлением анатексиса только в верхах амфиболитовой фации. В чуйском метаморфическом комплексе проникновение глубинных флюидов происходит при воздымании поднятия, и преобладает метасоматическая гранитизация с образованием калишпатовых мигматитов с об.70 % калишпата и мощным привносом вещества (табл. 1). Породы обогащаются кремнием и щелочами с приближением

Таблица 1

Привнос- вынос вещества при мигматизации пород чуйской серии

Порода	Гранулитовая фация							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Би гнейс - плагиомигматит	105	-43	-15	-12	-12	15	-12	-48
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	4	21	-8	-23	-15	-2	33	-3
Би гнейс - Кпш-мигматит	109	-22	-23	-35	-27	13	22	-50
Гр-Гип-Би гнейс-плагиомигматит	13	11	-9	-11	0	1	3	-23
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	29	-20	-23	-9	-12	-10	37	6
Гр-Гип-Би гнейс - Кпш-мигматит	42	-9	-30	-20	-12	-9	40	-17
Амфиболит - плагиомигматит	70	-1	-22	-71	-27	27	11	-38
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	100	-17	-47	-59	-60	-20	43	-19
Амфиболит - Кпш-мигматит	170	-18	-53	-130	-88	-47	55	-56
	Амфиболитовая фация							
Эпидот-Би гнейс - плагиомигматит	58	-23	-35	-12	-23	21	19	-4
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	63	-29	-16	-11	-21	-20	16	-17
Эпидот-Би гнейс - Кпш-мигматит	121	-52	-33	-23	-45	1	38	-30
Аркоз.гнейс - плагиомигматит	0	-3	5	-1	0	-3	4	-10
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	22	-7	-4	-1	-5	-7	11	-21
Аркоз.гнейс - Кпш-мигматит	22	-10	0	-2	-5	-10	14	-9

состава лейкосомы к эвтектическому, что и определяет начало частичного плавления. Всплывание толщи в результате ее гранитизации приводит к дальнейшему увеличению ее проницаемости, что делает возможным объединение капель расплава с достижением им

значительных объемов, способных к внедрению. В метаморфических поясах на уровне амфиболитовой-гранулитовой фации можно проследить все стадии развития этих процессов.

С привнесом глубинных кремне-щелочных флюидов начинается *массовая мигматизация* пород. Ее внешняя зона всегда представлена плагиомигматитами. Плагиомигматиты от обычных гнейсов отличаются высоким содержанием кислого плагиоклаза – до 50-60 %. В валовом составе пород наблюдается привнос Na и Si. Затем следует зона калишпатовых мигматитов, где в светлых прослоях, называемых *лейкосомой*, все большую роль играет микроклин. В валовом составе пород на этом этапе фиксируется привнос K и Si. Общее количество Mg, Fe, Ca в породе заметно убывает вместе с объемом темных прослоев в мигматите (*палеосомы*). То есть мы видим типичную метасоматическую колонку, где факторами равновесия становятся концентрации в растворе сначала натрия, а затем калия. Фазовый состав мигматитов определяется виртуальными инертными компонентами – CaO, FeO, Al₂O₃ и избыточным кремнеземом (всегда присутствует кварц). Элементы-примеси в этом процессе следуют за своими геохимическими хозяевами. Вслед за калием привносятся Rb, Cs, Pb, в комплексах высокого давления – Ba. Вместе с выносом MgO и FeO снижаются концентрации элементов группы железа – Co, Ni, Cr, V. В связи с высоким содержанием темноцветных минералов в базификатах накапливаются летучие и многозарядные элементы, такие, как фтор, олово, цирконий. В группе редкоземельных элементов на стадии калишпатовой мигматизации особенно заметно увеличиваются содержания цериевых редких земель – La, Ce и Nd. Иттриевая группа редких земель, напротив, выносятся из кислых продуктов гранитизации с накоплением в базификатах.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00515, Интеграционного проекта ОНЗ-10.3 и государственного контракта № 02.740.11.0324.

Литература

- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980. – 199 с.
- Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. 1987. сер. 4. Геология. № 6. С.3-14.
- Летников Ф.А. Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 1-24.
- Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. – Новосибирск: Наука, 1981. – 199 с.
- Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Состав, параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ва Святой Нос Прибайкалье) // Геохимия. 2008. № 2. С. 169-184.
- Петрова З.И. Геохимия гранулито-гнейсовых комплексов докембрия // Автореферат диссерт. на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук, 1990, 56 с.
- Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (Результаты численного эксперимента) // Докл. РАН 1993. Т.328. № 3. С. 322-324.
- Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу // Петрология. 2004. Т. 12. №. 3. С. 321-336.
- Barbarin V.A. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999. V. 46. P. 605-626.
- Chappell B. W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranite // Lithos, 1999. V. 46. P. 535-551.

ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ЛАВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ)

Мартынова М.Ю.

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

В истории развития вулканического центра Уксичан, локализованного в центральной части Срединного хребта Камчатки, выделяются 2 основных этапа: *среднеплиоценовый*, с которым связано формирование вулканических аппаратов центрального типа (стратовулкан, щитовой вулкан, кальдера-вулкан) и *плейстоцен-голоценовый* (объект данного исследования) с излияниями базальтовых, андезибазальтовых и, редко, андезитовых лав из небольших щитовых вулканов и ареальных конусов [Перепелов, 1989].

Поздние щитовые вулканы и ареальные конуса характеризуются сходными петрохимическими особенностями, формируя на вариационных диаграммах «MgO – петрогенный элемент» (рис. 1) хорошо выраженные эволюционные тренды, позволяющие предполагать их образование в результате дифференциации одной исходной магмы. В то же время определенные различия между ними существуют. Лавы поздних щитовых вулканов отличаются относительно низкими содержаниями MgO (< 6.54 мас.%, рис. 1), что свидетельствует о высокой степени дифференцированности первичных магм. Базальты ареальных конусов имеют в целом более «примитивный» состав с высокими концентрациями MgO (до 9.53 мас. %), CaO (до 11.4 мас. %), FeO (до 10.02 мас. %), но низкими – SiO₂ (до 48.79 мас. %), K₂O (до 0.45 мас. %), Na₂O (до 2.33 мас. %). С уменьшением магнезиальности в породах падают содержания FeO и CaO, но возрастают – SiO₂, Na₂O, K₂O.

Важным отличием пород ареальных конусов и щитовых вулканов является разное поведение оксида глинозема. Первые формируют хорошо выраженный тренд с накоплением Al₂O₃ и с уменьшением содержания MgO. Для вторых характерен значительный разброс фигуративных точек при общем падении концентрации оксида глинозема в породах с концентрациями MgO < 6 мас. %.

Содержания Ni, Cr и Co в базальтах, андезибазальтах и андезитах *поздних щитовых вулканических построек* колеблются в пределах 100.21-31.33 г/т, 150.21-27.93 г/т и Co 35.73-26.06 г/т соответственно. В целом, более магнезиальные базальты и андезибазальты ареальных конусов, с высокими содержаниями темноцветных минералов, характеризуются более высокими концентрациями когерентных элементов – 153.02-22.46 г/т Ni, 405.17-101.89 г/т Cr, 47.07-26.73 г/т Co. Для всех типов плиоцен-голоценовых пород характерны сходные тренды распределения редкоземельных элементов с отчетливым обогащением легкими лантаноидами. Субпараллельные спектры распределения REE объясняют их происхождение в результате кристаллизационного фракционирования [Мартынов, 2010], а несколько более высокое отношение LREE/HREE в лавах щитовых построек – их более дифференцированный характер.

Численное моделирование этого процесса было выполнено с использованием программного комплекса КОМАГМАТ [Ariskin et al., 1993], в основе которого лежит решение систем уравнений равновесия минерал-расплав (геотермометров) для главных фаз базальтовой системы при заданных условиях кристаллизации. На выходе, в зависимости от выбранной модели (фракционная или равновесная кристаллизация), получают температуры, составы кристаллизующихся фаз и остаточного расплава. В качестве расчетного базиса использовался средний состав образцов № 934 и 762, содержания MgO в которых (9.59 и 9.14 мас.%) лишь незначительно отличается от первичных мантийных выплавов, находящихся в равновесии с мантийным Ol₈₉₋₉₁ [Lee et al., 2009].

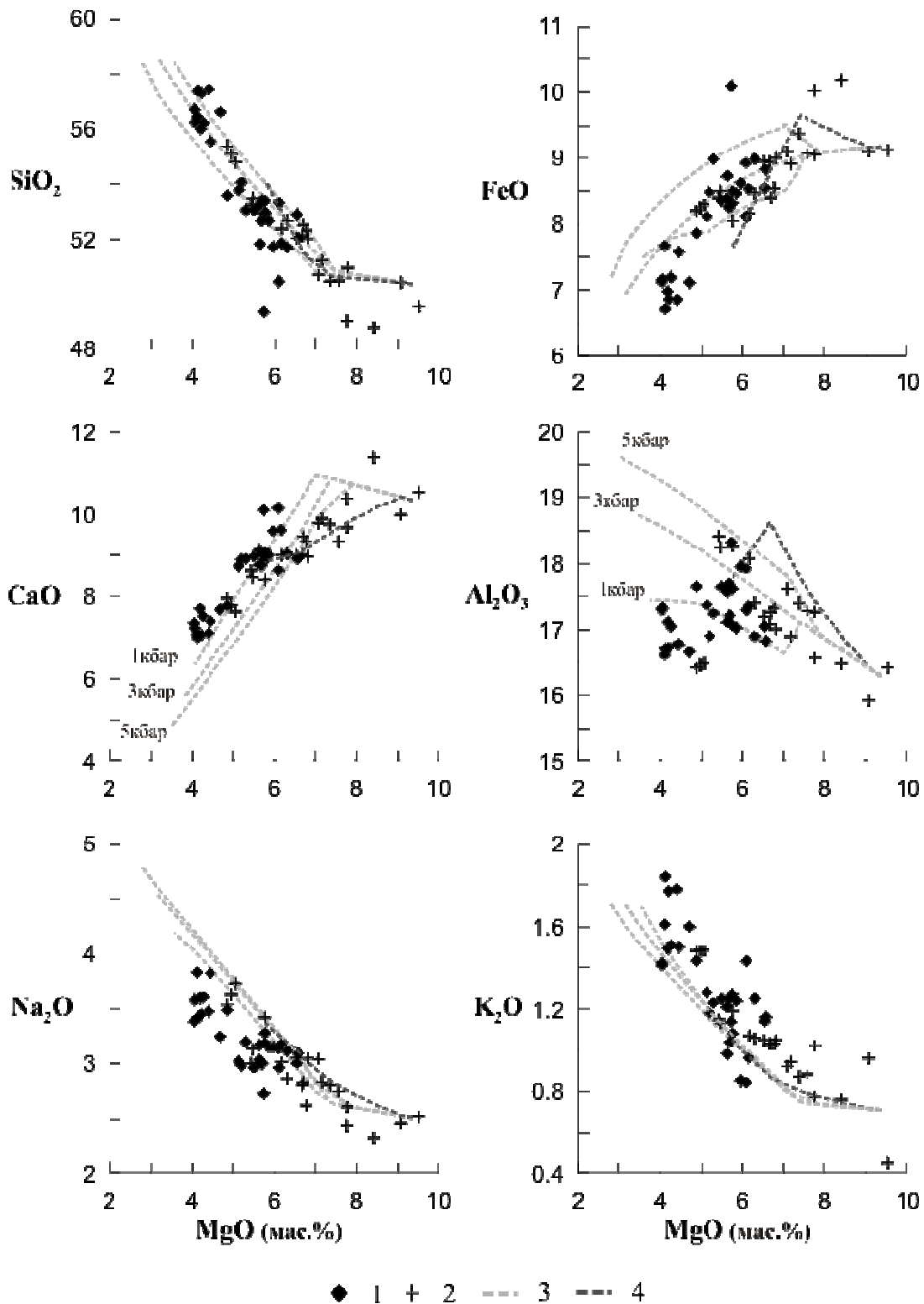


Рис. 1. Природные тренды эволюции (1 – поздние щитовые постройки, 2 – ареальные конуса) и расчетные траектории дифференциации (3 – для поздних щитовых построек, 4 – для ареальных конусов). Содержания всех окислов в мас.%

Для *поздних щитовых построек* расчетные тренды выполнены при фракционной изобарической дифференциации, $P = 5, 4, 3, 2, 1$ кбар, содержаниях воды 2 мас.%, $f_{O^2} = +1.2$ NNO, максимальной степени фракционирования 60 %; для *ареальных конусов* расчеты проводились при декомпрессионной кристаллизации, начальном давлении $P_n = 10$ кбар, конечном $P_k = 0.5$ кбар, содержании воды 2.6 мас.%, $f_{O^2} = \pm 1.1$ NNO, скорости декомпрессии 0.25 кбар/%крист, максимальной степени фракционирования 36 %.

Полученные расчетные данные свидетельствуют о том, что хотя основные эффузивы поздних щитовых вулканов и ареальных конусов объединяются в один этап магматической активности, они существенно различаются между собой степенью и типом кристаллизационного фракционирования. Первые (лавы **поздних щитовых вулканических построек**) формировались при изобарической кристаллизационной дифференциации ($H_2O \sim 2$ мас. %, $f_{O^2} = \pm 1.2$ NNO) при давлениях от 5 до 1 кбар с шагом 1 кбар (рис. 1). Такие условия соответствуют относительно медленному, последовательному перемещению периферического магматического очага с глубины ~ 15 км до глубины ~ 3 км.

Вулканиты **ареальных конусов** образовались в результате полибарической фракционной кристаллизации ($H_2O \sim 2.6$ мас. %, $f_{O^2} = \pm 1.1$ NNO) со скоростью декомпрессии 0.25 кбар/%крист (рис. 1). Этот тип дифференциации предполагает относительно быстрый подъем расплава без длительной задержки в периферических очагах.

Полученные данные находятся в хорошем соответствии с современными геологическими представлениями о существовании периферических магматических камер под вулканическими аппаратами центрального типа и быстром подъеме магм к поверхности, без задержки в коровых очагах, при ареальном вулканизме. Критерием различия двух типов кристаллизационного фракционирования кроме CaO [Арискин, Бармина, 2000], могут служить особенности вариаций Al_2O_3 .

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ДВО РАН № 12-III-B-08-064.

Автор выражает благодарность А.Б. Перепелову (Институт геохимии СО РАН, Иркутск) за предоставленные образцы, аналитический материал и консультации. При освоении программы КОМАГМАТ, обсуждении результатов неоценимую помощь оказал д.г.-м.н. А.А. Арискин (Институт геохимии РАН, Москва).

Литература

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. – М.: Наука. 2000. – 362 с.

Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 228 с.

Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококальциевых вулканических серий островодужной системы Камчатки (Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук) // Иркутск, 1989. – 394 с.

Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // Comput. and Geosci. 1993. V. 19. P 1155-1170.

Lee Cin-Ty A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W. P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // Earth and Planetary Science Letters. 2009. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.020

ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В БАЗАЛЬТАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Медведев А. Я.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: amedv@igc.irk.ru*

Элементы платиновой группы (ЭПГ) являются одними из самых востребованных в современной жизни. В настоящее время достаточно активно обсуждается проблема геохимии элементов платиновой группы в процессах формирования коры и мантии Земли, в дифференцированных магматических комплексах и при локализации ЭПГ в месторождениях. Сведения о содержании ЭПГ в безрудных породах весьма скудны. В последние годы появились сведения о содержании платиноидов в базальтах различных геодинамических обстановок, в том числе и в островодужных базальтах Камчатки [Иванов и др., 2008; Woodland et al., 2005]. Меньше повезло основным вулканическим породам крупных изверженных провинций. Так, отрывочные данные о содержании ЭПГ в вулканитах Сибирской платформы опубликованы в работах [Lightfoot et al., 1990; Brugman et al., 1993]. Для других провинций, в том числе и Западной Сибири, концентрации платиноидов в вулканитах не известны, что в основном обусловлено сложностью определения низких концентраций этих элементов. В работе автора тезисов приводятся первые данные по содержанию ЭПГ в базальтах Западно-Сибирской плиты.

Западно-Сибирская низменность в тектоническом отношении является плитой, входящей в состав северной части Урало-Монгольской эпигерцинской платформы, сформировавшейся в мезозое. Складчатые орогенные комплексы раннего докембрия, рифея и палеозоя выходят на поверхность по периферии плиты, образуя щиты, хребты и кряжи. На самой плите они погружены и перекрыты чехлом платформенных мезо-кайнозойских отложений, начиная с юры. В доюрском фундаменте выделены породы палеозоя и триаса, большей частью они представлены осадочными комплексами. Вулканогенные породы обнаружены в силуре, девоне, карбоне, перми и триасе [Нефтегазоносные..., 1994; Альмухамедов и др., 1998 и др.]. Установлено, что доюрское основание Западно-Сибирской плиты разбито сетью глубоких рифтов, между которыми располагаются приподнятые блоки фундамента [Нефтегазоносные..., 1994; Сурков и др., 1997 и др.]. Особо выделяется роль эпохи пермотриасового периода в рифтогенезе и, как следствие, вулканизма. Именно к этому времени приурочен массовый вулканизм на Сибирской платформе [Альмухамедов и др., 2004 и др.] и широкое площадное развитие вулканогенно-осадочных пород в Западной Сибири [Сурков и др., 1997]. В связи с этим, большой интерес представляет собой погребенный вулканогенно-осадочный комплекс пермотриасового возраста. Долгое время возраст вулканогенно-осадочной толщи определялся по геологическим или палинологическим данным и только в последнее десятилетие были получены корректные Ar/Ar датировки абсолютного возраста [Медведев и др., 2003а; Сараев и др., 2011]. На основе имеющихся данных сделан вывод о довольно протяженном интервале магматизма – от 272 до 247 млн лет. При этом базальтовый вулканизм оказался несколько более древним. На основе данных по изучению керн скважин и геофизических данных определено, что вулканический ареал Западно-Сибирской плиты (геосинеклизы) занимает площадь не меньше, чем траппы Сибирской платформы. Хотя на территории Западно-Сибирской плиты обнаружен широкий спектр пород (от базальтов до риолитов), как было показано ранее, большую часть вулкаников составляют базальты [Медведев и др., 2003б; Сараев и др., 2011].

Ранее было доказано, что вулканизм Сибирской платформы и Западно-Сибирской синеклизы [Альмухамедов и др., 2004; Медведев и др., 2003б] является внутриплитовым и связан с влиянием суперплюма или двух плюмов [Добрецов, 2003].

Исследованы шесть образцов из трех скважин, расположенных в центральной и бортовых частях рифта и в межрифтовом поднятии (рис. 1).

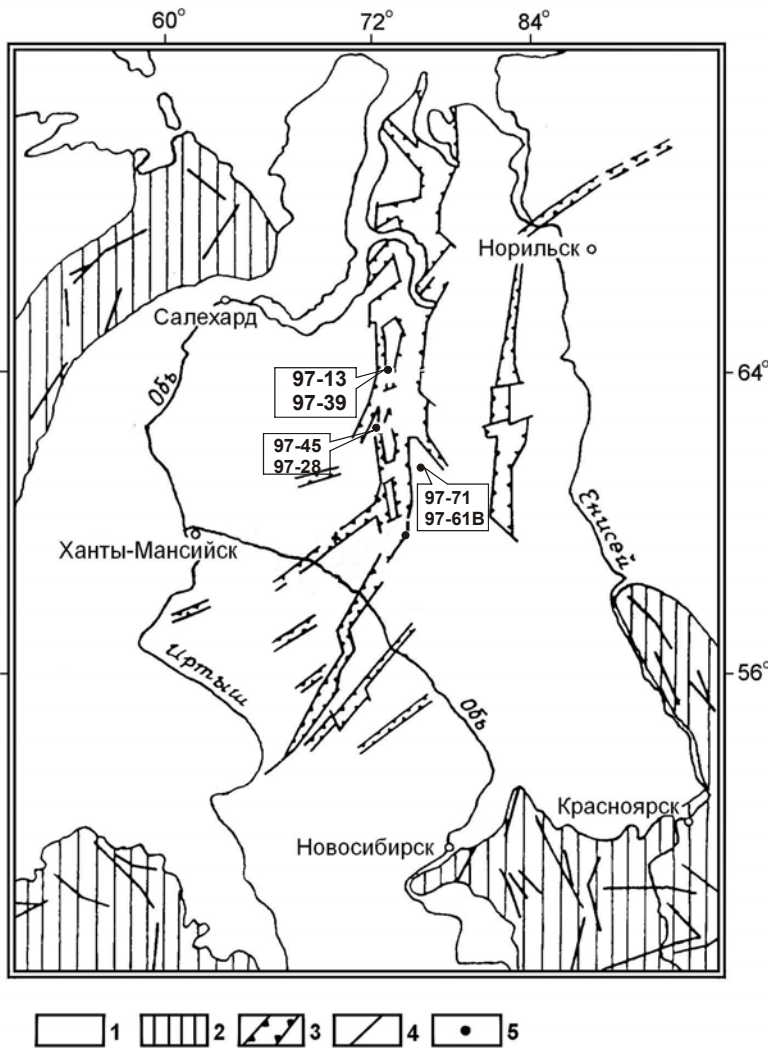


Рис.1. Схема расположения скважин, из которых отобраны образцы.
 1 - осадочный и вулканогенный чехол фанерозоя; 2 – складчатые пояса и выступы докембрийского фундамента; 3 – проекция на дневную поверхность выявленных и прогнозируемых грабен-рифтовых структур доюрского основания Западно-Сибирской плиты; 4 – основные тектонические нарушения; 5– скважины, вскрывшие вулканогенные комплексы триаса, из которых отобраны образцы.

Аналитические исследования выполнены в ИГХ СО РАН. Для определения ЭПГ применена специальная методика, разработанная в институте [Власова и др., 2007]. Применение этой методики и использование ультрачистых реактивов позволяют определять элементы в диапазоне от тысячных до целых ppb. Исследованные базальты представлены слабо дифференцированными порфиоровыми разностями. Степень вторичных изменений незначительна.

Выяснено, что содержания ЭПГ изменяется в широких интервалах. Наибольшие концентрации отмечаются для платины (в базальтах). Уровень содержания осмия для всех типов пород ниже предела обнаружения. Все полученные данные отражают относительное обогащение Pt и Pd относительно Os, Ir, Rh и Ru. Такой тип распределения характерен для пород магматического генезиса. Это подтверждается данными рис. 2. Из рассмотрения средних составов платиноидов в базальтах различных геодинамических обстановок (см. рис. 2) можно заключить, что наибольшие концентрации отмечаются в породах OIB, а минимальные в MORB. Базальты островных дуг занимают промежуточное положение. Считается, что обогащение ЭПГ базальтов островных дуг по сравнению с N-MORB объясняется процессом переноса платиноидов водным флюидом из субдуцирующего слэба [Иванов и др., 2008]. Для базальтов Западной Сибири мало вероятно наличие субдуцирующего плюма, следовательно, наличие относительно повышенных концентраций ЭПГ в базальтах вызвано какой-то другой причиной.

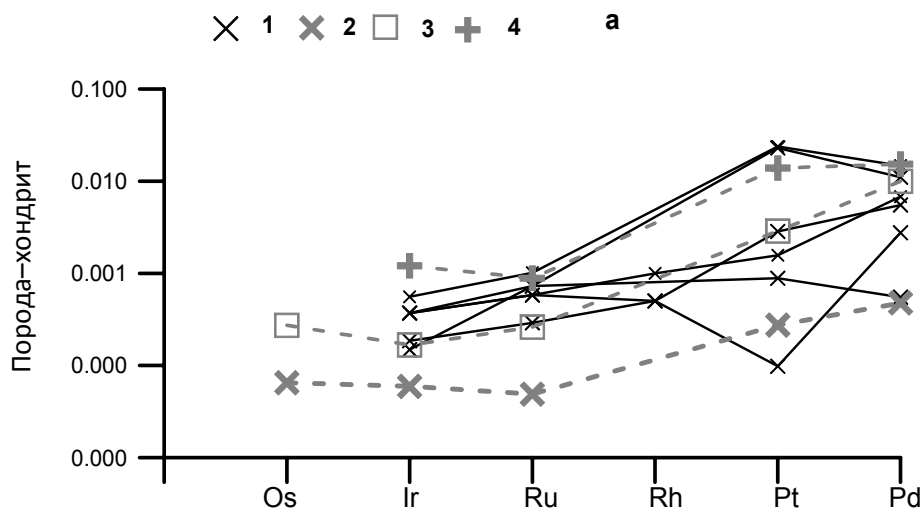


Рис. 2. Распределение ЭПГ в вулканитах, нормированное к хондриту C1 [Naldrett, Duke, 1980]. а - (1- базальты, 2 –N-MORB, 3 – IAB 4 – OIB); MORB – [McDonough, Sun S.-S., 1995]; IAB , OIB - [Иванов и др., 2008]].

Во всех исследованных образцах не наблюдается какой-либо зависимости между ЭПГ и никелем, медью и серебром. Отмечена интересная зависимость между суммарным содержанием элементов платиновой группы и особенно платины и палладия с положением образцов относительно палеорифтовых долин. Так, в центральной части рифтов наблюдается резкое повышение концентрации элементов. По степени удаления от центра содержание суммы ЭПГ существенно уменьшается (рис. 3). Наиболее ярко это проявлено

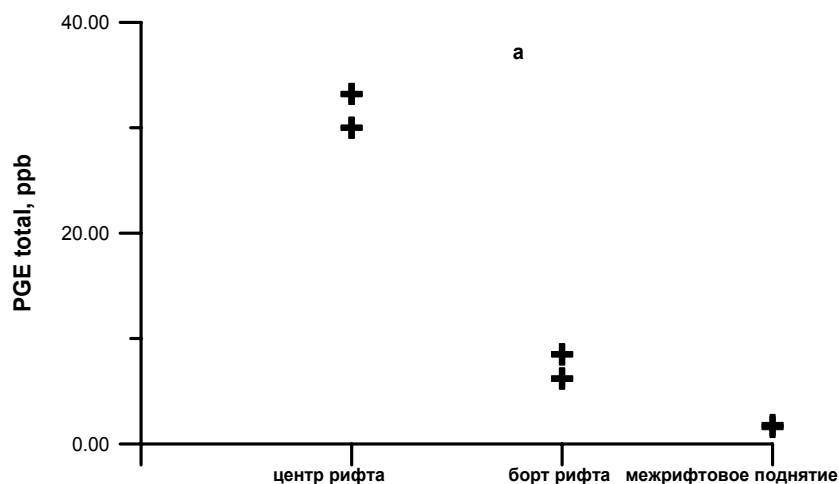


Рис. 3. Содержание концентраций ЭПГ(PGE) в базальтах в зависимости от расположения образцов относительно палеорифтовых долин.

для Pt и Pd, что вероятнее всего вызвано влиянием вещества плюма, проекция головки которого располагается именно под рифтовыми долинами [Добрецов, 2003]. Механизм взаимодействия плюма с выше лежащими породами до конца не ясен. Некоторые авторы предполагают, что при взаимодействии поднимающейся «плюмовой» магмы, обогащенной некоторыми элементами, в том числе и ЭПГ, с архейской литосферой происходит перенос данных элементов [Begg et al., 2010]. С этой точки зрения находит объяснение факт повышенных содержаний ЭПГ в рифтовых долинах, так как мощность коры здесь меньше, чем в межрифтовых поднятиях и, вероятно, процесс привноса элементов проявлен сильнее.

Работа завершена при финансовой поддержке ГК № 16.515.12.507 и ИП СО РАН № 87.

Литература

- Альмухамедов А.И., Медведев А. Я., Золотухин В. В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 4. С. 330-360.
- Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Кирда Н. П., Батурина Т. П. Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // *Докл. РАН*. 1998. Т. 362. № 3. С. 372-377.
- Власова В.Н., Сокольникова Ю.В., Краснощекова Т.С., Меньшиков В.И., Ложкин В.И. Определение металлов платиновой группы и золота в геологических материалах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с отделением мешающих элементов катионно-обменной хроматографией // *Всероссийская научная конференция «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды»*, г. Иркутск, 24-30 сентября 2007, Т. 3, С. 212-214.
- Добрецов Н. Л. Пермьотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // *Доклады Академии наук*. 2003. Т. 354. № 2. С. 220-223.
- Иванов А. В., Перепелов А. Б., Палесский С. В., Николаева И. В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) в островодужных базальтах Камчатки // *Доклады Академии наук*. 2008. Т. 420. № 1. С. 92-96.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // *Геология и геофизика*. 2003а. Т. 44. № 6. С. 617-326.
- Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Кирда Н. П. Геохимия пермьотриасовых вулканитов Западной Сибири // *Геология и геофизика*. 2003б. Т.44. № 1-2. С. 86-100.
- Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн / А. Э. Конторович, В. С. Сурков, А. А. Трофимук и др. – Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994. – 201 с.
- Сараев С. В., Батурина Т. П., Травин А. В. Петрология, седиментология, геохимия и абсолютный возраст осадочно-вулканогенных отложений триаса на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы (Курганская область) // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 8. С. 1107-1128.
- Сурков В. С., Казаков А. М., Девятов В. П., Смирнов Л. В. Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // *Отечественная геология*. 1997. № 3. С. 31-37.
- Begg G. C., Hronsky J. A. M., Arndt T. N., Griffin W. L., O'Reily S. Y., Hayward N. Lithospheric, cratonic, and geodynamic settling of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // *Econ. Geol.*, 2010. V. 105. № 6. P. 1057-1070.
- Brugman G. E., Naldrett A. J., Lightfoot P.C. et al. Siderophile and chalcophile metals as tracer of the evolution of Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 2001-2018.
- Lightfoot P.C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implication for the relative contributions of the crust and mantle to flood basalt magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1990. V. 104. P. 631-644.
- McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995. V. 120. P. 223-253.
- Naldrett A. J., Duke J. M. Platinum metals in magmatic sulfide ores // *Science*. 1980. № 208. P. 1417-1424.
- Woodland S. J., Pearson D. G., Thirlwall M. F. A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: comparison of Grenada, Laser Antilles Arc and Izu-Bonin Arc // *Earth and Planet Sci. Lettes*. 2005. V. 235. № 3-4. P. 528-548.

ПРОБЛЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ РОЛИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА В СТАНОВЛЕНИИ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА

Носков Д.А., Герасимов Н.С., Гребенщикова В.И.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: den.bboy@gmail.com*

Выделенный по петротипическим признакам Ангаро-Витимский батолит (АВБ) включил в себя известково-щелочные гранитоиды нескольких структурно-формационных зон Западного Забайкалья: баргузинского (витимканского) комплекса на юге и однотипные гранитоиды на севере [Литвиновский и др., 1992]. Кроме того, на территории АВБ выделен пояс субщелочных гранитоидов, которые объединены в зазинский комплекс. По петрографическим и геохимическим данным его гранитоиды генетически отличаются от известково-щелочных гранитоидов АВБ.

Большинство датировок известково-щелочных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита указывает на позднепалеозойский возраст (340-280 млн лет), а некоторые относятся к раннему палеозою (440-425 млн лет). При этом датировки известково-щелочных и прорывающих их субщелочных гранитов перекрываются. Существующие интерпретации датировок в основном предполагают полихронный генезис, считая, что подавляющий объем гранитов батолита образовался в позднем палеозое, а гранитоиды с силурийскими датировками являются останцами (ксенолитами) более раннего этапа [Неймарк и др., 1993а; Рыцк и др., 1998; Ненахов и др., 2007]. Одновременное внедрение разнородных гранитоидных расплавов в позднем палеозое объясняется сосуществованием разных магматических источников. По представлению некоторых исследователей внедрение магм происходило в эволюционной последовательности на каждой отдельно взятой территории.

Однако геологические объекты, приводимые как проявление совмещённого во времени разнородного гранитоидного магматизма [Litvinovsky et al., 2011; стр. 869], кроме Хангайского батолита, связаны с резким переходом от коллизионной геодинамической обстановки к внутриплитному магматизму, что предполагает временное различие последовательных магматических этапов, несмотря на наложение магматических этапов в некотором случае. А масштаб проявлений магматизма этих объектов не сравним с масштабом АВБ. На наш взгляд, такие объекты не могут служить примерами совмещённого известково-щелочного и субщелочного магматизма для Ангаро-Витимского батолита.

По всей видимости, ранне- и позднепалеозойский магматический этапы проходили на различных стадиях геодинамической эволюции региона при совершенно разных геологических условиях (мощность коры, глубина нахождения пород современного эрозионного среза). Однако анализ публикаций и наши собственные исследования не обнаружили петрографических и петрохимических (макро- и редкоэлементный составы) отличий между гранитами Ангаро-Витимского батолита с ранне- и позднепалеозойскими датировками, которые позволили бы выделить соответствующие им комплексы. И те, и другие обладают набором сходных черт и имеют составы, характерные для пород Ангаро-Витимского батолита.

В процессе получения собственных Rb-Sr датировок пород АВБ авторами было установлено, что датирование затруднено вследствие измененности пород: нарушений первично-магматической обратной корреляции Rb и Sr, отсутствия комагматических закономерностей распределения точек на диаграмме Л.С. Бородина и сильного рассеяния точек Rb-Sr изотопных составов, дающих очевидную эрохрону [Герасимов и др., 2007]. Особенно заметны признаки наложенных изменений в южной и юго-восточной частях батолита, т.е. в области развития пояса интрузий зазинского и более молодых комплексов.

Наличие наложенных изменений подтверждают опубликованные данные Rb-Sr геохронологических исследований по породам АВБ. Так, Rb-Sr датировки Хасуртинского

(283 ± 3.7 млн лет, СКВО=1.4), Хангитуйского (329 ± 64 млн лет, СКВО=1.1) и Зеленогривского (299 ± 19 млн лет, СКВО=3.1) массивов в двух случаях отличаются от U-Pb датировок для тех же массивов: Хасуртинский – 283.7 ± 5.3 млн лет, Хангитуйский – 302 ± 3.7 млн лет, Зеленогривский – 325 ± 2.8 млн лет, как видно, на десятки млн лет [Цыганков и др., 2007]. Точки составов проб этих массивов на диаграмме Rb-Sr и диаграмме Л.С. Бородина образуют рассеянные группы, не соответствующие комагматическим породам, а также имеют положительную корреляцию Rb и Sr в Хасуртинском и Зеленогривском массивах, что не характерно для неизменённых магматических пород.

Расчеты, проведенные нами по опубликованным аналитическим данным с помощью программного модуля Isoplot 2.49 [Ludwig, 2002], показывают, что опубликованные этими авторами результаты не отвечают современным требованиям к качеству анализа, а именно, изохроны построены с ошибками определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на много больше допустимой погрешности (± 0.01 % относительных). Рассчитанные нами линии регрессии для диаграмм $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по данным объектам с погрешностями $\pm 1\%$ $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $\pm 0.01\%$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ показали, что все они являются эрохронами с большим СКВО (Хасуртинский – 24; Хангитуйский – 23; Зеленогривский – 33) и поэтому не могут рассматриваться в качестве валидных датировок. Для пород Хасуртинского массива линия регрессии проведена между группой точек валовых проб и единственной точкой пробы биотита. Биотит как легкопроницаемый слоистый силикат часто не является полностью закрытой системой. Поэтому определять угол наклона линии регрессии по единственной пробе биотита методически не оправданно. Удаление точки биотита с диаграммы дает эрохрону с возрастом 541 ± 450 . Определение возраста Зеленогривского массива, которое проведено по породам его краевой части, методически неверно, так как процессы изотопного обмена вблизи контакта с вмещающими породами искажают магматические соотношения Rb и Sr. Линия регрессии проведена с учетом единственной, далеко отстоящей точки ультракислого гнейсогранита (SiO_2 –78%, Rb–40 г/т, Sr–60 г/т).

При опробовании АВБ нами были выявлены наименее измененные породы, отвечающие критериям пригодности для Rb-Sr датирования в двух пространственно разобщенных частях батолита: Тельмамском (среднее течение р. Витим) и Гаргинском (долина р. Баргузин) массивах. Оба района по геофизическим данным располагаются над магмаподводящими каналами. Отобранные для изотопных анализов образцы гранитов (SiO_2 =70-74%) имеют высокие концентрации стронция (600-1500 г/т) и относятся к наименее измененным разновидностям с первичными магматическими соотношениями рубидия и стронция. Полученные аналитические данные дали изохроны для Гаргинского массива – 425 ± 22 млн лет, СКВО=1.4, для Тельмамского – 429 ± 15 млн лет, СКВО=0.093. Раннепалеозойский возраст гранитов батолита в центральной части Гаргинского массива подтвержден U-Pb конкордантной датировкой по монациту – 425 ± 2 млн лет [Рыцк и др., 2008]. Таким образом, из всех рассмотренных Rb-Sr датировок только раннепалеозойские достоверно отражают возраст процесса магматической кристаллизации.

Теоретическими и экспериментальными исследованиями было доказано что U-Pb система в цирконах обладает высокой подвижностью [Богомолов, Морозова, 1991; Левский и др., 1997]. Атомы U и Pb находятся преимущественно в нарушениях кристаллической решётки. Кроме того, высокая энергия деления ядер U приводит к накоплению дефектов и возникновению проницаемой структуры цирконов вплоть до метамиктной. Установлено, что возрастание щелочности флюида приводит к резкому росту растворимости циркона [Азимов, 2003] и к диффузионному выносу радиогенного свинца. Поскольку при метасоматическом изменении цирконов наиболее дефектные, метамиктные участки кристаллов замещаются новой фазой, часто имеющей конкордантный возраст [Каулина, 2001], то не всякая конкордантная датировка будет соответствовать возрасту минерала. Таким образом, метасоматические процессы, повлиявшие на Rb-Sr изотопную систему в породах Ангаро-Витимского батолита, также должны были вызвать изменения U-Pb системы в цирконах.

Анализ существующих дискордантных U-Pb датировок гранитоидов батолита показал, что в большинстве из них возраст оценивается по нижнему пересечению конкордии, а дискордия рассматривается как линия смещения свинца двух генераций. Верхнее пересечение при этом рассматривается как возраст протолита. Между тем, при диффузионных потерях свинца нижнее пересечение дискордии либо вообще не имеет смысла, либо отвечает времени проявления наложенного процесса [Левский, 2003; Рассказов и др., 2005].

Показательным примером может служить датировка, полученная Л.А. Неймарком и др. [1993] по нижнему пересечению конкордии. В таблице [Неймарк и др., 1993, стр. 727] показано, что навески метамиктных цирконов (пробы Бмп Ia и Бмп II) имеют повышенные в 3-4 раза содержания U относительно остальных и дают более молодой $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, равный (Бмп Ia) 314 ± 8 млн лет, который не может в этом случае рассматриваться как возраст кристаллизации. Такое высокое содержание U в метамиктном цирконе объясняется не столько его захватом в момент кристаллизации, сколько привнесом через пористую структуру в метасоматическом процессе. На диаграмме с дискордией видно, что вычисленные по метамиктным цирконам точки (Бмп Ia и Бмп II) ложатся ближе всего к нижнему пересечению полученной дискордии с конкордией, чего не должно быть в случае первично-магматической природы наблюдаемой U-Pb системы. Это свидетельствует о том, что нижнее пересечение конкордии не отражает процесс магматической кристаллизации, следовательно, и сама дискордия не имеет физического смысла.

В ряде публикаций [Цыганков и др., 2007] U-Pb SHRIMP датировки, несмотря на явные признаки метасоматического изменения исследуемых цирконов, отождествляются с возрастом кристаллизации. Это не обосновано, в связи с тем, что, как уже было сказано, изменённые и перекристаллизованные участки цирконов часто дают конкордантные датировки. Таким образом, из всего сказанного видно, что опубликованные U-Pb датировки также имеют признаки наложенных изменений.

Для сравнения датировка [Неймарк и др., 1993a] по неизменному циркону из гнейсо-гранитов Богодиктинского массива (426 ± 24 млн лет) получена по дискордии, которая имеет только одно верхнее пересечение с конкордией, что означает отсутствие влияния наложенных процессов на U-Pb систему циркона. Возраст при этом соответствует времени кристаллизации циркона из гранитоидного расплава.

В.М. Ненахов и др. [2007] датировали плагиограниты, имеющие расплывчатые границы с гранитоидами витимканского комплекса (аналога баргузинского комплекса), что свидетельствует о синхронности образования тех и других. Вычисленный ими возраст 439 ± 1.6 млн лет (U-Pb метод, SHRIMP) совпадает в пределах погрешности с нашей оценкой возраста баргузинских гранитов.

Присутствие раннепалеозойского этапа с узким возрастным диапазоном (440-425 млн лет) в известково-щелочных гранитоидах, относимых к АВБ, достоверно устанавливается как U-Pb, так и Rb-Sr методами. Таким образом, только позднепалеозойские датировки известково-щелочных гранитоидов АВБ имеют признаки наложенных изменений. Из этого следует, что для разграничения вещественного состава ранне- и позднепалеозойских этапов, помимо детального исследования геохимии и петрографии гранитоидов, необходимо тщательно оценивать сохранность изотопных систем при дальнейшем датировании пород батолита. Для этого необходимо использовать весь набор современных методов оценки сохранности изотопных систем в исследуемых породах и минералах, включая геохимическое изучение цирконов. Получение такой информации позволит выяснить реальное взаимоотношение и петротипический состав палеозойских магматических этапов. Также это должно помочь уточнить роль и место субщелочного магматизма в геологической эволюции района.

Литература

Азимов П.Я. Термодинамический анализ устойчивости циркона во флюидных метаморфических системах // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии (25-27 нояб. 2003 г.) – СПб, 2003. С. 18-21.

Богомолов Е.С., Морозова И.М. Миграция свинца в неметамиктных цирконах // Геохимия. 1991. №4. С. 564-572

Герасимов Н.С., Гребенщикова В.Н., Носков и др. О раннепалеозойском возрасте Ангаро-Витимского баолита / Материалы Всерос. Науч. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 5. Иркутск: Институт Земной коры СО РАН, 2007. Т.1. С. 49-51.

Каулина Т.В. Особенности метаморфических цирконов с позиций кристаллогенезиса// XVI симпозиум по геохимии стабильных изотопов имени акад. А.П. Виноградова: Тез. докл. Москва. 2001. С. 98-99.

Левский Л.К., Безмен Н.И., Гайдамако И.М., Левченков О.А., Лохов К.И., Макеев А.Ф., Маслеников А.В., Морозова И.М., Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А. Миграция изотопов свинца и урана в цирконе и полевых шпатах при их взаимодействии с расплавом и флюидом // Информационный бюллетень РФФИ. 1997. Т.5. №5. С. 370.

Левский Л.К. U-Pb система: некоторые нерешенные вопросы // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии (25-27 нояб. 2003 г.). – СПб, 2003. С.287-291.

Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н., Алакшин А. М., Подладчиков Ю. Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитный плутон. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. – 141 с.

Неймарк Л. А., Рыцк Е. Ю., Ризванова Н. Г. Герцинский возраст и докембрийский коровой протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН. 1993. Т.331. №6. С. 726-729.

Неймарк Л. А., Рыцк Е. Ю., Ризванова Н. Г., Гороховский Б. М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Rb метода по циркону и сфену // Докл. РАН. 1993а. Т. 333. №5. С. 634-637.

Ненахов В.М., Никитин А.В., Доронина Н.А. и др. О полихронности Ангаро-Витимского батолита // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 4. С. 509-512.

Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2005. – 268 с.

Рыцк Е. Ю., Неймарк Л. А., Амелин Ю. В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С.46-60.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М. Возраст гнейсогранитов Гарганской «глыбы» Баргузино-Витимского супертеррейна // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I междунар. геол. конф. (Улан-Уде, 26-29 авг. 2008). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2008.

Цыганков А. А., Матуков Д. И., Бережная Н. Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156-180

Litvinovsky V.A., Tsygankov A.A., Jahn B.N., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas The Late Paleozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 2011. V.125. P. 845-874.

Ludwig, K.R. Isoplot/Ex Version 2.49; A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. / Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a. 2002. – 71 p.

ФОРМИРОВАНИЕ МЕГАКРИСТОВОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ АССОЦИАЦИИ В КИМБЕРЛИТАХ: МАГМАТИЧЕСКИЕ НИЗКОХРОМИСТЫЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ВЫСОКОХРОМИСТЫЕ МЕГАКРИСТЫ ИЗ ТРУБКИ ГРИБА, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Носова¹ А.А., Голубкова² А.Б.

¹ ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: nosova@igem.ru

² Institute of Geochemistry and Petrology, ETH Zurich, e-mail: anastasia.golubkova@erdw.ethz.ch

Ассоциация мегакристовых минералов – обычно крупных гранатов (Gar), клинопироксенов (Cpx), ильменитов (Ilm), флогопитов (Phl), оливинов (Ol), ортопироксенов (Opx) – в кимберлитах привлекает повышенное внимание исследователей, поскольку представляет наиболее высоко-Т, наиболее глубинные производные кимберлитовой (протокимберлитовой) магмы. Несмотря на то, что генетическая связь мегакристов с кимберлитами не вызывает сомнений у большинства исследователей, природа этой связи остается дискуссионной. Среди мегакристов принято выделять две ассоциации: высоко-Сг и низко-Сг, минералы второй по отношению к первой обеднены хромом и магнием, но обогащены кальцием.

Мегакристы низко-Сг ассоциации встречаются гораздо чаще, чем мегакристы высоко-Сг ассоциации (Kopylova et al., 2009; Kostrovitsky et al., 2008; Moore, Belousova, 2005). Обычно мегакристы представлены отдельными кристаллами, реже их сростками, при этом в них присутствуют минералы только одной ассоциации: высоко- либо низко-Сг. В очень редких случаях в одном фрагменте мегакристовой породы устанавливаются минералы обеих ассоциаций, при этом они имеют реакционные взаимоотношения (Moore, Belousova, 2005).

Граничные содержания Cr_2O_3 , разделяющие гранаты низко-Сг и высоко-Сг ассоциаций, варьируют в различных кимберлитовых проявлениях и обычно составляют около 5 вес.%, но в кимберлитах Джерико, где присутствуют обе ассоциации, эта граница близка к 2.0 вес. % Cr_2O_3 (0.3-1.8 вес.% Cr_2O_3 в низко-Сг гранатах и 2.8-6.0 вес.% Cr_2O_3 в высоко-Сг гранатах (Kopylova et al., 2009). Определяющим для одновременного выделения гранатов двух ассоциаций является четкий разрыв в содержаниях Cr_2O_3 в несколько вес.%.

Изучение редких находок мегакристовых сростков, содержащих минералы обеих ассоциаций, позволяет рассмотреть их происхождение, непосредственно связанное с формированием вмещающих кимберлитов. Нами был исследован сросток (фрагмент мегакристовой породы) из кимберлитов трубки Гриба, расположенной в Архангельской провинции (север Восточно-Европейского кратона). Ранее мегакристы из этой высокоалмазоносной трубки были описаны в работе (Kostrovitsky et al., 2004) и отнесены к высоко-Сг ассоциации, также было сделано предположение об их кристаллизации из протокимберлитового расплава.

Петрографическая характеристика мегакристовой породы. Изученный нами фрагмент мегакристовой породы (размером 3×4 см), отвечающий по минеральному составу ильменит-гранатовому клинопироксениту, имеет крупнозернистую неравномернозернистую гранобластовую, участками коронарную структуру. Он сложен хромдиопсидом (до 15 мм), гранатом (более 2 мм), ильменитом (около 10 мм) и флогопитом, а также серпентиновым агрегатом. Внешние зоны граната представлены срастаниями граната с хромдиопсидом и содержат включения ильменита. Гранат окружен каймами флогопита, который также встречается в виде совместных с кальцитом включений в хромдиопсиде. Пространство между зернами граната, хромдиопсида и ильменита выполнено серпентином, содержащим зерна барита, титанита и кальцита.

Слагающий сросток минеральный агрегат по структурным особенностям может быть разделен на три ассоциации. Ассоциация $\text{Gar}_1 + \text{Cpx}_1 + \text{Ilm}_1 + \text{Phl}_1$ (низко-Сг) слагает основную ткань породы, при этом Gar_1 , Cpx_1 и Ilm_1 образуют крупные зерна, а флогопит обрастает их, заполняя интерстиции. Gar_1 и Gar_2 сохраняется в виде доменов в крупных зернах,

замещенных ассоциацией $\text{Gar3}+\text{Cpx2}+\text{Ilm2}+\text{Ru}$ (высоко-Cr), которая формирует мелкозернистый агрегат, иногда симплектитового типа, развивающийся по Gar1 и Gar2 (высоко-Cr) как в форме зоны сплошной перекристаллизации от края к центру кристаллов, так и в виде короны, а также сети прожилков внутри зерен. При этом Gar1 и Gar2 сохраняются в виде реликтовых доменов преимущественно в центральных частях перекристаллизованных зерен (Gar1) и часто нескольких разобщенных доменов (Gar2). Наиболее внешняя часть зерен (кайма) Gar2 имеет более плотное строение. Таким образом, в строении зерен Gar2 различается реликтовый центральный домен с зональным строением, широкая промежуточная зона, сложенная агрегатом $\text{Gar3}+\text{Cpx2}+\text{Ilm2}+\text{Ru}$, и плотная кайма. Наконец, $\text{Carb}+\text{Phl2}$ присутствуют в виде жилок и включений в более ранних минералах. Особенности зерен гранатов сложного строения свидетельствуют о неравновесных соотношениях и имевших место процессах замещения и перекристаллизации при образовании мегакристовой породы.

Методика изучения составов минералов. Определение составов минералов выполнено методом EPMA, микроэлементный состав хромдиоксида и граната изучен методом SIMS. Определения изотопного состава кислорода были выполнены на установке фторирования с лазерным нагревом и газовым масс-спектрометре DELTA^{plus}, Finnigan.

Составы минералов. Все минералы изученного сростка имеют составы (как в отношении основных компонентов, так и элементов-примесей), типичные для мегакристов из кимберлитов. *Основные компоненты.* Ассоциация $\text{Gar1}+\text{Cpx1}+\text{Ilm1}+\text{Phl1}$ может быть отнесена к низкохромистым мегакристам. Gar1 при $\text{Mg\#} = 0.82-0.79$ обогащен Ti (TiO_2 от 1.34 до 3.24 вес. %), Na (Na_2O от 0.13 до 0.26 вес. %), Fe^{3+} ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ от 0.27 до 0.48) и резко обеднен хромом (Cr_2O_3 от 1.27 до 1.73 вес. %). Присутствующий в этой ассоциации Cpx1 ($\text{Mg\#} = 0.92-0.88$) содержит 0.41-1.01 вес. % Cr_2O_3 , 0.72-1.91 вес.% Al_2O_3 и 0.96-1.44 вес.% $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

Зерна Ilm1 гомогенны по составу, но иногда наблюдается увеличение содержания Mg и Cr (2.19-2.70 вес. % Cr_2O_3) в краевых частях кристаллов. Домены Gar2 по сравнению с Gar1 при близкой Mg\# (0.81-0.78) отличаются высоко-Cr составом: Cr_2O_3 варьирует от 3.03 до 4.37 вес. %. Они также характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (от 1.34 до 2.30 вес. %) и умеренными Na_2O (0.11-0.13 вес. %) при $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в пределах 0.16-0.19. Согласно этим характеристикам Gar2 принадлежит к мегакристам высокохромистой ассоциации. Ассоциация $\text{Gar3}+\text{Cpx2}+\text{Ilm2}$ также отвечает высокохромистым мегакристам. Gar3 содержит 2.80-4.26 вес. % Cr_2O_3 при $\text{Mg\#} = 0.78-0.80$, содержания TiO_2 (0.58-1.71 вес. %), Na_2O (0.09 вес. %) и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (0.12) близки к таковым в Gar2 . Cpx2 отличается от Cpx1 более высокими содержаниями Cr_2O_3 (1.06-1.63 вес. %), Al_2O_3 (2.53-3.45 вес. %) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (1.57-1.92 вес. %). Ilm2 , напротив, содержит меньше Cr_2O_3 (1.62-2.04 вес. %), чем Ilm1 .

Зональность в гранатах. Особенностью как низкохромистого Gar1 , так и высокохромистого Gar2 является хорошо выраженная зональность в распределении Mg, Fe, Cr и других компонентов. Зональность имеет преимущественно осцилляторный характер, с зонами различной ширины (5-50 мкм). Эти зоны могут быть конформны границам зерен (насколько можно судить по сохранившимся реликтовым доменам), но в большинстве случаев имеют диффузный, пятнистый характер, причем иногда можно проследить их связь с жилками, выполненными мелкозернистым агрегатом с Gar3 . В сохранившихся доменах низкохромистого Gar1 центральные части имеют $\text{Mg\#} = 0.79-0.80$, тогда, как в краевых частях Mg\# несколько повышается до 0.80-0.82. В этом же направлении происходит уменьшение содержаний TiO_2 и Na_2O , падение отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, концентрация Cr_2O_3 ведет себя закономерно. В доменах высокохромистого Gar2 центральные части имеют $\text{Mg\#} = 0.79-0.80$, в краевых частях Mg\# варьирует от 0.78 до 0.81. При этом краевые части обогащаются Cr_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , в них возрастает $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Состав высокохромистого Gar3 из мелкозернистых агрегатов близок к центральным частям Gar2 .

Элементы-примеси. Распределение элементов-примесей в Gar1 и Gar2 весьма сходно и типично для гранатов мегакристовой ассоциации. Они обогащены слабо фракционированными средними-тяжелыми РЗЭ и резко деплетированы La и Ce. Как для высоко-Cr Gar2, так и для низко-Cr Gar1 на мультиэлементных диаграммах характерны отрицательные аномалии Sr и обогащение Zr и Hf, а также Nb относительно La. Распределение РЗЭ в Gar3 отличается обогащением легкими лантаноидами, в результате спектр приобретает синусоидальный характер, значение отношения La/Ybn повышается до 0.2-0.6 в отличие от типичного для мегакристов значения La/Ybn около 0.01, наблюдаемого в Gar1 и Gar2. Мультиэлементные спектры Gar3 в области «совместимых» элементов (Nd-Yb) совпадают со спектрами гранатов Gar1 и Gar2, но в области несовместимых элементов (от Rb до Sr) они сильно различаются за счет обогащения Gar3 этими элементами.

Клинопироксены также характеризуются сходным с мегакристовым распределением элементов-примесей. Мультиэлементные диаграммы Crx имеют типичный «колокообразный» вид: в них наблюдается обогащенность в области La-Ti с характерной отрицательной аномалией Zr и умеренное деплетирование в области тяжелых РЗЭ. Обращают на себя внимание положительные аномалии Sr и K. Спектры РЗЭ характеризуются очень сильно фракционированным характером, с резким обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых лантаноидов.

Изотопный состав кислорода в мегакристах. Клинопироксены характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O} = 5.31-5.56 \text{ ‰}$, флогопит – 6.29 ‰, ильмениты – 3.88-4.02 ‰, а гранаты отличаются повышенными (по сравнению с характерными для мантийных минералов) значениями $\delta^{18}\text{O} = 5.85-6.92 \text{ ‰}$. Такие значения $\delta^{18}\text{O}$ обычно наблюдаются в гранатах эцлогитовых парагенезисов из кимберлитов, для источника которых – субдуцированной океанической коры – предполагаются низко-Т изменения (Riches et al., 2010). Для гранатов эцлогитовых парагенезисов из трубки Гриба были получены значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале 4.05-5.64 ‰ (Malkovets et al., 2008).

Оценки P-T параметров формирования мегакристов. Оценки условий образования мегакристовой ассоциации были выполнены с использованием двух подходов: геотермометра на основании содержаний Ni в гранате (Canil, 1999) и клинопироксенового геотермобарометра (Nimis, Taylor, 2000). Первый предполагает равновесное с оливином распределение Ni в гранате; поскольку в нашем случае оливин не сохранился, в расчетах было принято содержание Ni $2900 \pm 360 \text{ ppm}$, типичное для мантийных оливинов (Ryan et al., 1996); использовались содержания Ni в гранате (только в гомогенных частях доменов), полученные методом EPMA. Аналогичный расчет был выполнен и для мегакристов граната из трубки Гриба, составы которых приведены в работе (Kostrovitsky et al., 2004). Полученные значения температур лежат в интервале 1220-1598°K, первые отвечают мегакристам из (Kostrovitsky et al., 2004), вторые – нашему случаю. Рассчитанные с помощью геобарометра (Cr-in-Crx, Nimis, Taylor, 2000) P для Crx1 составили 60-62 кбар при T = 1598°K и P = 40-56 кбар при T = 1220°K. Геотермометр (enstatite-in-crx, Nimis, Taylor, 2000) при расчете с учетом полученных давлений дает для Crx1 интервал T в 1320-1361°K. Учитывая многочисленные допущения, принятые в расчетах, средние параметры формирования мегакристовой ассоциации можно с осторожностью оценить в P около 50 кбар и T около 1100°С; в таком случае эти параметры несколько выше средней геотермы архейских кратонов $41 \pm 11 \text{ mW/m}^2$ (Rudnick et al., 1998). Образование ламелей рутила в ильмените Ilm1 происходило при температурах не ниже 1000-1100°С и фугитивности кислорода $\Delta\lg/\text{O}_2(\text{NNO}) - 3.7$ при давлении порядка 40 кбар (Голубкова и др., 2012).

Процессы диффузии и перекристаллизации. Как известно, зональное строение не характерно для минералов мегакристовой ассоциации; зональными бывают гранаты из деформированных перидотитов, приближающиеся по составу к мегакристам (Burgess and Harte, 2004). Редкие случаи зонального строения были описаны для гранатов из мегакристовых сростков кимберлитов Джерико, образовавшихся за счет метасоматической

переработки перидотитов (Korylova et al., 2009), а также в мегакристаллах из кимберлитов Файетт (Hunter, Taylor, 1984), образованных при смешении высоко- и низко-Cr протокимберлитовых магм.

Текстурно-структурные соотношения минеральных фаз в изученном фрагменте мегакристовой породы и гетерогенность их состава, проявленная в первую очередь в гранатах, свидетельствуют, что порода испытала метасоматические преобразования. Отчетливо выраженная зональность в гранатах (сохранность этой зональности свидетельствует, что окончательное формирование породы произошло незадолго до внедрения кимберлитов) имеет, на наш взгляд, различное происхождение. Распределение Mg и Cr в зональных кристаллах граната может быть ключом к пониманию природы зональности: в случае ростовой (магматической) зональности следует ожидать понижения концентраций Cr по мере снижения Mg#, тогда, как в случае диффузионной (реакционной) зональности возможны обратные соотношения (Hunter, Taylor, 1984). В доменах низко-Cr Gar1 наблюдается тенденция к снижению Cr/(Cr+Al) по мере уменьшения значений Mg#; в высоко-Cr доменах Gar2, напротив, отчетливо выражен рост Cr/(Cr+Al) при падении Mg#. Можно полагать, что в доменах Gar1 сохранилась реликтовая ростовая зональность, несколько нарушенная за счет взаимодействия с метасоматизирующим высоко-Cr агентом (расплавом, флюидом). Домены Gar2 представляют результат замещения этим агентом исходного Gar1. Изменения в ходе взаимодействия низко-Cr ассоциации с высоко-Cr метасоматизирующим агентом, природа которых не ясна (возможно, возрастание отношения порода/расплав или доли CO₂-флюида в составе агента?) привели к тому, что процессы диффузионного замещения сменились растворением и кристаллизацией высоко-Cr ассоциации Gar3+Crpx2+Ilm2.

Расплавы (флюиды), равновесные с мегакристаллами. Геохимический характер расплавов, которые могли быть в равновесии с Crx, был оценен путем расчета с использованием Kd для карбонатитовых (данные экспериментальных исследований Klemme et al., 1995; Vlundy, Dalton, 2000) и кимберлитовых (Fujimaki, Tatsumoto, 1984) расплавов. По сравнению с первичными кимберлитовыми расплавами трубки Джерико (Price et al., 2000) полученные составы расплавов отличаются наличием положительных Sr и K аномалий. Подобные аномалии отмечались в спектрах модельных расплавов, полученных для кимберлитов Дайвик (Agaño et al., 2009). Можно с осторожностью предположить, что расплавы, формировавшие мегакристаллы ранней ассоциации, характеризовались повышенной долей CO₂, и, возможно, K₂O (поскольку как Crx, так и модельные расплавы имеют положительную K аномалию).

Выводы. Изученный фрагмент мегакристовой породы из кимберлитов трубки Гриба содержит минералы как низкохромистой, так и высокохромистой ассоциаций, включающих зональные гранаты в сложных реакционных соотношениях. На основании проведенных исследований составов минералов можно сделать следующие предварительные предположения: 1) ранняя низко-Cr ассоциация была сформирована путем кристаллизации из сильно фракционированного протокимберлитового расплава с повышенной долей CO₂; 2) более поздняя высоко-Cr ассоциация формировалась метасоматическим путем за счет механизмов диффузии и перекристаллизации при взаимодействии с новой порцией кимберлитового расплава, ассимилировавшей большую долю перидотитового материала.

О ПЕРВОЙ НАХОДКЕ ТАУСОНИТА В АССОЦИИ С АЛМАЗОМ

Павлушин А.Д., Олейников О.Б.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
e-mail: a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru.*

Таусонит (SrTiO_3) весьма редкий минерал, синтезирован в 1953 г. Л. Меркером в качестве «кубического перовскита». Его природный аналог был открыт в 1971 г. группой российских геологов, возглавляемой Е.И. Воробьевым, в Мурунском щелочном массиве. Минерал назван в честь академика Льва Владимировича Таусона – основателя Сибирской геохимической школы. Основная часть первых монографических исследований таусонита выполнена его коллегами в Институте геохимии СО РАН и в Институте земной коры СО РАН [Воробьев и др., 1984, 1987]. Как новый минерал таусонит зарегистрирован IMA в 1982 году.

Нами приводятся первые результаты наблюдения таусонита, обнаруженного в числе комплекса минеральных фаз на поверхности кристалла алмаза (рис.), извлеченного из нижнетриасовых туффитов в нижнем течении р. Лена, правый приток р. Улахан-Алджархай (коллекция ОАО «Нижне-Ленское», Якутск). Более ранние находки таусонита в ассоциации с алмазом по литературным источникам нам неизвестны.

Химический состав таусонита и других ассоциирующихся с ним минералов на поверхности алмаза изучен на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INSA Energy 350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кВ (аналитик А.В. Попов ИГАБМ СО РАН).

Обнаруженное выделение таусонита размером 3 мкм прочно прикреплено к поверхности алмаза I разновидности, по Ю.Л. Орлову, в форме кривогранного додекаэдра уральского типа, что является морфологическим признаком его растворения в гипергенных условиях. Состав таусонита, определенный микрозондовым анализом приведен в таблице. Рассчитанная стехиометрическая формула таусонита (анализ № 3): $(\text{Sr}_{0.99} \text{Ca}_{0.01})_{1.00} \text{Ti}_{1.00} \text{O}_3$. Кроме основных элементов, в минерале присутствует незначительная примесь Ca и Fe^{+3} свойственные также таусониту Мурунского щелочного массива.

Таблица
Результаты нормализованного микрозондового анализа таусонита (вес.%)

Анализ, №	CaO	TiO ₂	FeO	SrO	Сумма
1.	0.00	39.09	2.24	58.67	100.00
2.	0.00	41.54	0.00	58.46	100.00
3.	0.55	39.51	1.45	58.50	100.00

Наличие исключительно редкого минерала из группы перовскита, встречающегося в породах с дефицитом кремнезема в ассоциации с фазами калиевого полевого шпата, рутила и др. минералов, подчеркивает уникальность петрологических особенностей транспортера алмазов, сформировавшего туффитовые отложения.

Комплекс парагенетических ассоциаций минералов, наблюдавшийся на кристаллах алмаза, извлеченных из туффитов, залегающих в основании карнийского яруса нижнего триаса, свидетельствует, что накопление вулканогенных осадков происходило с последующей их аргиллитизацией в условиях морского режима [Граханов и др., 2010; Павлушин и др., 2010]. Эта ассоциация минералов четко укладывается в схему низкотемпературной гидратации при диагенезе морских вулканогенных осадков: алюмосиликаты калия → иллиты → смектиты → каолинит, монтмориллонит, а также сопутствующие им натровые и калиевые квасцы, карбонаты и галогениды. По геодинамическим условиям образования таусонит не может относиться к перечисленным

ассоциациям минералов. Наиболее вероятна генетическая связь таусонита с ассоциирующими на исследованном кристалле алмаза фазами TiO_2 (рутил?), SiO_2 (кварц?) и калиевым полевым шпатом. Кроме того, на других кристаллах алмаза, попутно извлеченных из карнийских отложений, генетически близкими могут быть: альбит, жадеит, металлический Al, интерметаллические соединения Fe-Cr, Fe-Al, Cu-Zn. Присутствие самородных элементов и интерметаллов в парагенетической связи с таусонитом подчеркивают авторы, описавшие его находку в триасовых металлоносных метаморфизованных морских осадках Сихотэ-Алиня [Перевозникова, Мирошниченко, 2009].

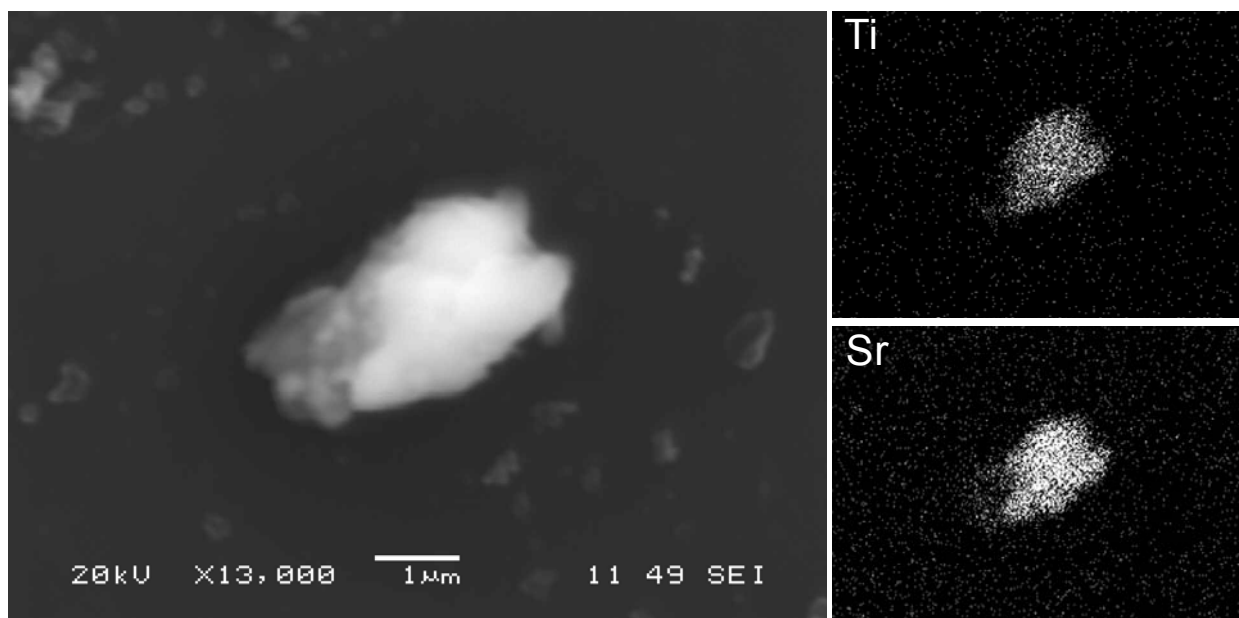


Рис. Выделение таусонита на растворенной поверхности алмаза на изображении BSE и в характеристическом излучении Ti и Sr электронного микроскопа.

Авторами открытия таусонита [Воробьев и др., 1987] определяющее значение условий образования придается калиевому химизму среды минералообразования, отмечается также высокая фугитивность кислорода, высокощелочной характер и насыщенность среды углекислотой, а также дефицит кремнезема. Однако, последний фактор можно поставить под сомнение в связи с обнаружением таусонита в тесной ассоциации с кварцем [Перевозникова, Мирошниченко, 2009] и экспериментальными данными подтверждающими сосуществование этих фаз, что находит подтверждение и в обнаруженной нами ассоциацией последнего с таусонитом. Неоспоримо значимым фактором образования также является высокая температура кристаллизации, которая на Мурунском массиве оценивается в пределах 900-1000°C [Воробьев и др. 1987], в то же время температура синтеза кристаллов таусонита составляет 2050°C.

Находка таусонита на резорбированной поверхности алмаза может косвенно свидетельствовать об условиях растворения алмазов уральского типа, распространенных в северных россыпях Якутии. Наиболее вероятно, что этот период соответствует уникальным условиям заключительных этапов формирования транспортера алмазов, отличных от сформировавших типичные кимберлиты Якутии. Особенности генезиса таусонита позволяют предположить, что одним из таких условий была насыщенность среды углекислотой. Последнее коррелирует с составом среды в экспериментах по получению кривогранных форм травления кристаллов алмаза в водно-карбонатных и водно-карбонатно-силикатных расплавах, в ходе которых были получены полные аналоги кристаллографических форм округлых додекаэдров, тетраэдров и октаэдров алмазов уральского типа

[Хохряков, Пальянов, 2000]. Основным условием образования таких форм кристаллов является наличие воды в реакционной к алмазу среде. Это обстоятельство можно отнести к наиболее характерным генетическим факторам. Особую важность оно приобретает в связи с тем, что по геологическим данным Е.И. Воробьева и др. [1987] насыщенность среды образования таусонита углекислотой и водой является благоприятными условиями его кристаллизации в метаморфическом процессе. Кроме того, этот экзотический минерал может служить индикатором щелочной среды магматического источника нового промышленного типа месторождений алмазов – алмазоносных туффинов.

Литература

Воробьев Е.И., Конев А.А., Малышонок Ю.В., Афонина Г.Г., Парадина Л.Ф. Таусонит (геологические условия образования и минеральные парагенезисы). Новосибирск. Наука, 1987. 143 с.

Воробьев Е.И., Конев А.А., Малышонок Ю.В. и др. Таусонит $SrTiO_3$ – новый минерал из группы перовскита // Записки Всесоюзного минерал. общества. 1984. №1. С. 86-89.

Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010. №5. С. 3-12.

Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Попов А.В. Постгенетические минералы и микростекла кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолах и их генезис // Отечественная геология, 2007. №5. С. 77-82.

Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смелов А.П. Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010. №5. С. 45-50.

Перевозникова, Е. В., Мирошниченко Н.В. Таусонит и фтор-глиноземистый титанит в метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, №3. С. 100-104.

Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н. Формы растворения кристаллов алмаза в расплаве $CaCO_3$ при давлении 7 ГПа // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 705-711.

АДАКИТОВЫЙ, Mg# АНДЕЗИТОВЫЙ И NEB МАГМАТИЗМ ДЕСТРУКТИВНЫХ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ)

**Перепелов¹ А.Б., Чашин² А.А., Павлова¹ Л.А., Цыпукова¹ С.С., Демонтерова³ Е.И.,
Плечов⁴ П.Ю., Щербаков⁴ В.Д., Ильина¹ Н.Н., Щербаков¹ Ю.Д.**

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: svetats@igc.irk.ru*

² *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: achashchin@mail.ru*

³ *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: dem@crust.irk.ru*

⁴ *Московский государственный университет, геологический факультет, г. Москва,
e-mail: pavel@web.ru*

Впервые для островодужной системы Камчатки установлены проявления типичных по химизму адакитовых магм в ассоциации с примитивными Mg# андезитами и NEB как в целом для региона, так и в особенности для структуры южных флангов ЦКД (рис. 1, 2).

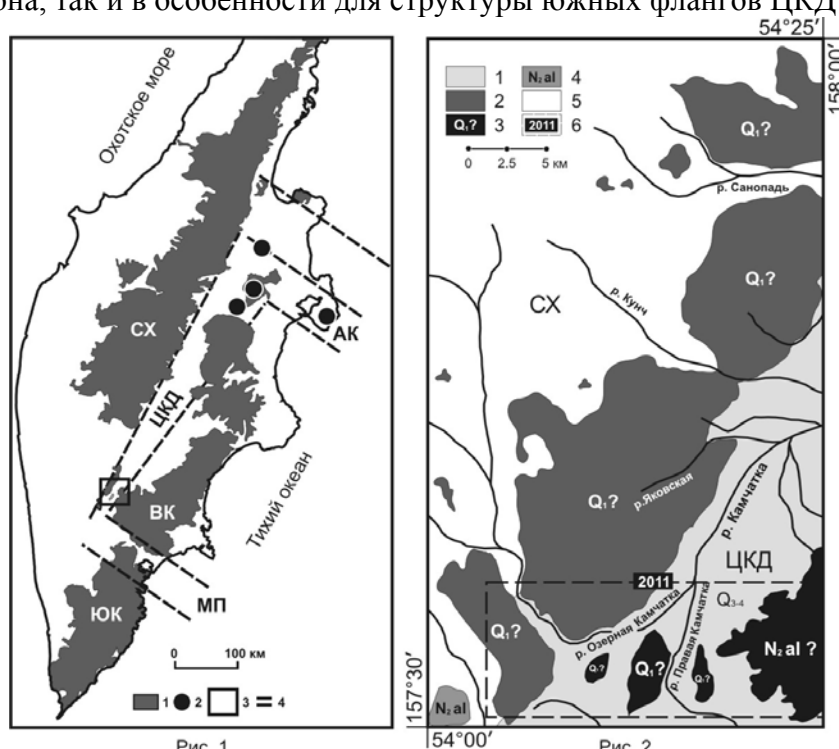


Рис. 1.

Рис. 2.

Рис. 1. Район развития магнезиального Mg# андезитового и NEB-адакитового вулканизма южного фланга Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) на схеме вулканических поясов Камчатки.

1 – олигоцен-миоценовые (E₃-N₁) и плиоцен-четвертичные (N₂-Q) вулканические пояса Камчатки (СХ – Срединного хребта, ЮК – Южной Камчатки, ВК – Восточной Камчатки); 2 – Mg# андезиты северного сегмента ЦКД и структуры Алеутско-Камчатского сочленения (АК) (Волынец и др., 1997; 1998, 1999, 2000; Portnyagin et al., 2007); 3 – район развития Mg# андезитового и NEB-адакитового вулканизма южного фланга ЦКД; 4 – условные границы ЦКД, структуры Алеутско-Камчатского сочленения (АК) и Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций (МП).

Рис. 2. Плиоцен-четвертичные вулканические комплексы южного фланга ЦКД по данным Геологической карты СССР, масштаб 1:200 000, лист N-57-XIV (1974).

1 – аллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q₂₋₄); 3 – лавовые плато базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава (Q₁?); 3 – вулканические сооружения с породами Mg# андезитовой и NEB-адакитовой ассоциации (Q₁?) и с экструзиями Mg# дацитов (N₂al?); 4 – лаво-пирокластические образования алнейской серии (N₂al); 5 – вулканогенно-осадочные отложения, интрузивные тела и метаморфические комплексы Срединного хребта Камчатки (N₁-Mz), 6 – район геологических исследований по теме проекта, проведенных в 2011 году.

Исследованиями экструзивно-лавовых комплексов на южном фланге Центральной Камчатской депрессии определен порядок проявления магматических расплавов этой ассоциации. Первые вулканические извержения в этом районе связаны с проявлениями высокониобиевых базальтоидов, которые сменяются во времени проявлениями кремнекислых магматических расплавов адакитового и Mg# андезитового типа. В завершение процессов развития примитивного андезитоидного вулканизма в структурах проявляются магмы переходного типа, а именно вначале Mg# базальтовые, а затем и глиноземистые расплавы, формирующие лавовые комплексы мегаплагиофировых базальтов и андезито-базальтов с надсубдукционными «островодужными» геохимическими характеристиками. Проведена проверка прежних результатов и выполнены новые изотопные геохронологические исследования, которые доказывают, что время проявления NEB-адакитового вулканизма на южных флангах структуры относится к среднему плиоцену. Это дополняет выводы предшествующих исследований, которые соотносили время проявления примитивного вулканизма Камчатки только с этапами позднеплиоценового и четвертичного возрастных интервалов. Установлено, что породы изученной ассоциации характеризуются низкорациогенным изотопным составом Pb, что вводит ограничения при разработке моделей формирования и эволюции примитивных магм региона, не позволяющие предполагать сколь-либо значимое участие в процессах примитивного магмогенеза вещества надсубдукционной метасоматизированной мантии. Новыми геологическими исследованиями впервые установлены проявления вулканических комплексов пород с участием в их строении примитивных Mg# дацитов или высококремнистых (HAS) адакитов (рис. 3). Ранее этот геохимический тип первичных магм был обнаружен только лишь в виде прожилков в перидотитовых включениях или рассчитывался из трендов эволюции магнезиальных андезитоидных серий Камчатки.

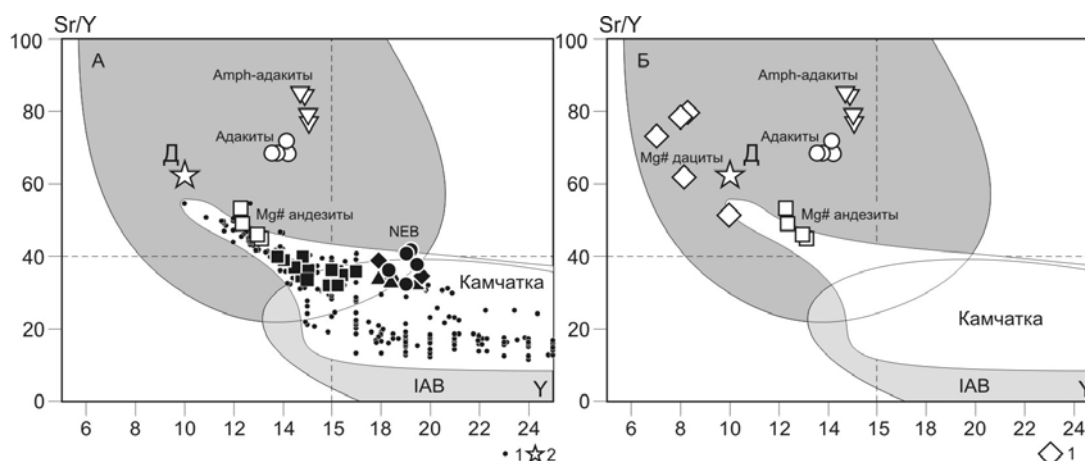


Рис. 3. Составы пород NEB-адакитовой и Mg# андезитовой ассоциаций южного фланга ЦКД на диаграмме Sr/Y-Y (ppm).

Поля составов пород по (Defant, Drummond, 1990): IAB – островодужные базальты и андезиты, А – адакиты. Камчатка – поле составов базальтов и андезитов IAB геохимического типа плиоцен-четвертичных вулканических поясов островодужной системы Камчатки (n=1033). Точки составов на диаграмме А: 1 – базальты и андезиты ЦКД (n=351), 2 – примитивный дацитовый компонент по [Portnygin et al., 2007]. Точки составов на диаграмме Б: 1 – примитивные Mg# дациты г. Оленья.

Полученные минералого-геохимические характеристики пород Mg# андезитовой и NEB-адакитовой ассоциации южных флангов Центральной Камчатской депрессии указывают на существование ряда первичных кремнекислых расплавов, образование которых должно быть объяснено в рамках единого петрогенетического процесса, но взаимодействие которых между собой существенно ограничено с формированием дискретного ряда составов. Проведенная компиляция томографических и геолого-структурных данных о строении литосферы и состояния подлитосферной мантии в структуре

ЦКД и Южной Камчатки показывает, что геодинамическим условием проявления Mg# андезитовых и NEB-адакитовых магм на южном фланге депрессии должно быть существование здесь в позднем миоцене и плиоцене структуры типа «slab-portal», ответственной за реализацию процессов деструкции субдуцированной океанической литосферы (рис. 4).

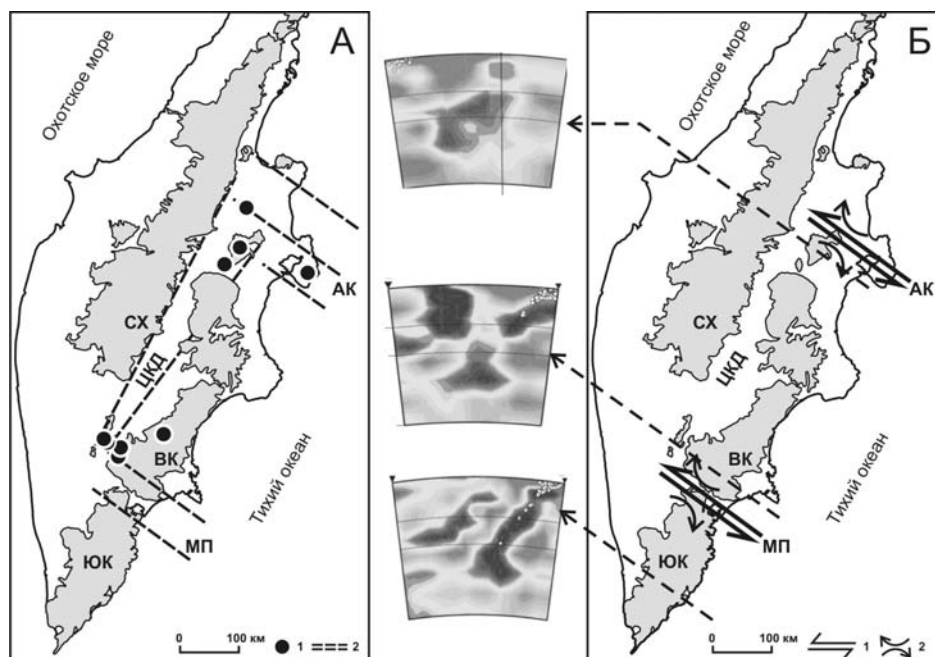


Рис. 4. Районы развития Mg# андезитового и NEB-адакитового вулканизма на схеме вулканических поясов Камчатки и схемы томографического моделирования.

(А): 1 – Mg# андезитовые и NEB-адакитовые вулканические комплексы Камчатки, 2 – условные границы Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций (МП), зоны Алеутско-Камчатского сочленения (АК) и Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). (Б): 1 – условные проекции «slab-portal», 2 – маркеры возможного поступления примитивных магматических расплавов. Схемы томографического моделирования строения литосферы и подлитосферной мантии приведены по [Gorbatov et al., 2000]. Пунктирными стрелками показано положение разрезов томографических моделей.

В целом выделен крупный ареал развития Mg# андезитового и NEB-адакитового вулканизма на южном фланге Центральной Камчатской депрессии, что ранее отрицалось в рамках существующих геодинамических моделей развития островодужной системы. Полученные геологические, изотопно-геохимические и минералогические характеристики исследованных комплексов пород свидетельствуют об их уникальности не только в рамках островодужной системы Камчатки, но и других районов проявления подобных по химизму магм в Тихоокеанском подвижном поясе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-01009_a и Интеграционного проекта СО РАН № 79.

Литература

- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma Generation at the Edge of the Pacific Plate // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region // Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington D.C. 2007. V. 172. P. 199-239.
- Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophys. J. Int. 2000. V. 142. P. 27-36.

ФЛЮИДНЫЕ СРЕДЫ РАЗНЫХ ТИПОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Перетяжко И.С.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: pgmigor@igc.irk.ru

Кристаллизация флюидонасыщенной гранитоидной магмы часто сопровождается дегазацией с выделением флюидных сред, что создает благоприятные условия для захвата растущими вкрапленниками минералов сингенетичных расплавных (РВ) и флюидных (ФВ) включений. Во ФВ обычно находятся водные или водно-углекислотные растворы хлоридов щелочных и щелочно-земельных металлов, иногда с высокими содержаниями F, В и других растворимых элементов. Интерпретация данных по термометрическим свойствам содержимого ФВ требует анализа *P-V-T-X* фазовых диаграмм растворов разных типов [Перетяжко, 2009]. Ниже представим краткий обзор свойств нескольких типов водно-солевых растворов, характерных для природных флюидных систем, а также гелеподобных флюидных сред, участвующих в процессах формирования гранитных пегматитов.

Свойства водных флюидов при повышенных температурах и давлениях определяются коэффициентами растворимости входящих в их состав соединений и отсутствием или наличием критических явлений в насыщенных растворах. По этому признаку водные системы делятся на два типа [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Для водных растворов первого типа характерно непрерывное увеличение растворимости компонента (NaCl, KCl, H₃BO₃, CaCl₂, NaOH, KOH, KF, LiCl, CsCl, CsOH, MgCl₂, RbOH и др.) с повышением температуры. Во втором (или P-Q) типе систем растворимость соединений (NaF, LiF, Na₂CO₃, Na₂SO₄, K₂SO₄, Li₂SO₄ и др.) достигает минимальных значений в точке P (около критической точки воды), а вблизи и выше точки Q значительно повышается. Общую соленость растворов во ФВ принято рассчитывать по температуре плавления льда на эквивалентную концентрацию NaCl в системе NaCl–H₂O. Состав природных флюидов без газовых компонентов (CO₂, CH₄ и др.) также часто упрощается до систем первого типа (NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–KCl–CaCl₂+MgCl₂–H₂O, NaCl–H₃BO₃–H₂O). Свойства растворов P-Q типа обычно не учитываются при интерпретации термометрических данных по ФВ, хотя такие соли, как NaF, Na₂CO₃, Na₂SO₄, K₂SO₄, участвуют во флюидно-магматических и гидротермальных процессах. Растворы воды с кварцем и многими силикатными минералами при повышенных температурах и давлениях также имеют свойства флюидных систем второго типа.

В растворах первого типа поверхность растворимости компонента в координатах *P-T-X* проходит по границе области существования насыщенного пара и кристаллической фазы этого компонента с областью жидко-паровой несмесимости. За пределами области несмесимости находится гомогенный флюид. Поверхность растворимости имеет максимум давления. Это связано с тем, что рост температуры приводит, с одной стороны, к возрастанию давления пара насыщенного раствора, а с другой – к увеличению концентрации компонента, вызывающему уменьшение давления. На каждой изоплете (изоконцентрате) раствора имеется критическая точка, в которой плотности жидкой и паровой фаз равны. С ростом концентрации компонента критические точки смещаются в область высоких температур и давлений, образуя критическую кривую, которая не пересекается с поверхностью растворимости. Если в магматических процессах участвует водный раствор первого типа, то в равновесии с расплавом может находиться как гомогенный флюид, так и жидко-паровая смесь двух флюидов. Включения, захваченные из гомогенного флюида, при *P-T* условиях за пределами области несмесимости, в зависимости от его плотности, при охлаждении до комнатной температуры содержат жидкий и газовый (паровой) растворы в разных объемных соотношениях. При нагревании такие ФВ гомогенизируются в жидкую или газовую фазу. Образованные в жидко-паровой области ФВ могут захватывать жидкий концентрированный раствор, низкоплотный пар с небольшим количеством растворенного компонента или жидко-паровую смесь двух растворов. Например, в жидких ФВ с раствором,

содержащим более 26.4 мас.% NaCl, при охлаждении кристаллизуется галит. До 800°C растворимость хлоридов Na, K, Ca, Mg в паровом флюиде не превышает предел насыщения для жидкого раствора при комнатной температуре и поэтому в газовых ФВ не должно быть кристаллов хлоридов. Наличие таких кристаллов в газовых ФВ однозначно указывает на гетерогенный захват жидко-паровой смеси в области несмесимости (комбинированный тип ФВ). При снижении температуры в сосуществующих газовых и жидких ФВ, захваченных в области несмесимости, значительно меняются содержания растворимого компонента в фазах жидкости и пара, их плотности и объемные соотношения. При охлаждении ФВ от температуры гомогенизации давление в газовых ФВ снижается медленнее, чем в жидких ФВ. Разница между этими давлениями (ΔP) возрастает, достигая максимума, а затем убывает, приближаясь к нулевым значениям. Так, в интервале 500-650°C величина ΔP для сосуществующих газовых и жидких ФВ с раствором NaCl в изотермических сечениях достигает 100-200 бар.

В водно-солевых системах второго типа растворимость соли снижается с повышением температуры, и поверхность растворимости пересекает критическую кривую в точках P и Q [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Минимальная концентрация соли в растворах достигается в точке P, вблизи критических параметров чистой воды (374.1°C, 221 бар). Ниже температуры точки P газ или пар (V), жидкость (L) и кристалл соли (S) могут находиться в равновесиях V-L, V-L-S, V-S и L-S. Между точками P и Q существует гомогенный флюид – ненасыщенный либо насыщенный в равновесии с кристаллом соли. Плотность флюида в этой области постепенно возрастает при изотермическом повышении давления. Граница между паровым и жидким состоянием флюида устанавливается условно по параметрам закритической экстраполяции кривой кипения или критической изохоры чистой воды. В соответствии с этим между точками P и Q в паровом флюиде могут захватываться газовые ФВ (гомогенизация в газ), а в жидком – жидкие ФВ (гомогенизация в жидкость). Характерной особенностью систем второго типа является значительное повышение растворяющей способности флюида в интервале температур между точками P и Q (вблизи точки Q) с ростом давления, что приводит к S-образному ходу изотерм растворимости соли в этой области. В большинстве изученных систем P-Q типа критическая кривая, идущая от критической точки воды, не является продолжением критической кривой, исходящей из критической точки соли. Вследствие этого метастабильные продолжения критических кривых от точек P и Q образуют на фазовой диаграмме метастабильную область расслаивания. Большинство изученных систем второго типа имеет такую область [Валяшко, 1990]. Метастабильное расслаивание может переходить в стабильное при наличии в системе дополнительных растворимых компонентов. При температурах выше точки Q и высоких давлениях в равновесии находятся две жидкости и кристалл соли (L_1-L_2 , L_1-L_2-S , L_1-S , L_2-S), а при низких давлениях – газ, жидкость и кристалл (V-L, V-L-S, V-S, L-S). Для жидкостей (L_1 или L_2) характерна очень высокая растворимость соли.

На основе анализа многочисленных экспериментальных данных было показано, что **гелеподобные обогащенные кремнеземом флюидные среды** формируются в широком диапазоне температур (250-800°C) и давлений (50-2500 бар) [Перетяжко, 2012]. Их образование связано с процессами полимеризации и гелирования растворенных форм кремнезема, глинозема и других компонентов в коллоидно-дисперсных флюидных средах. Силикагели могли быть минералообразующей средой, из которой формировались массивные обособления кварца в гранитных пегматитах, гранитах и существенно кварцевых пегматитовых телах – силикситах. Друзовые минеральные комплексы в миаролах и многие разновидности редкометальных комплексов в гранитных пегматитах магматической или флюидно-магматической кристаллизации с широкими вариациями минерального состава и часто невыдержанным соотношением минералов (турмалина, лепидолита, петалита или сподумена, иногда – поллуцита, топаза, апатита, флюорита, танталониобатов и др.) также, предположительно, формировались при участии гелеподобных алюмосиликатных сред сложного состава.

Таким образом, при анализе условий кристаллизации пород разного генезиса необходимо учитывать не только *P-T-V-X* свойства флюидных сред, но также их агрегатное состояние. Рассмотрим несколько примеров, связанных с процессами формирования миароловых гранитных пегматитов и онгонитов.

Одним из наиболее характерных компонентов минералообразующих флюидов в процессах кристаллизации миароловых гранитных пегматитов является борная кислота, содержание которой достигает 27 мас.% при средних значениях 8-12 мас.% [Перетяжко и др., 2000]. Растворимость H_3BO_3 увеличивается с ростом температуры и ее водные растворы относят к первому типу флюидных систем. Если при *P-T* параметрах магматической кристаллизации пегматитов борнокислые флюиды попадают в область жидко-паровой несмесимости, то при одних и тех же условиях будут сосуществовать фазы жидкого (концентрированного в отношении H_3BO_3) и низкоплотного парового флюидов. Каждый из этих флюидов формировал обособленные пузыри в магме или пузыри, в которых захватывались смеси флюидных фаз (как в комбинированных ФВ). В процессе длительного взаимодействия в магматическом очаге флюидных пузырей и гранитоидного расплава могли также образоваться крупные обособления силикагелей сложного состава [Перетяжко, 2012]. После внедрения во вмещающие породы гетерогенной (как в отношении флюидных сред, так и расплавов) пегматитовой магмы на месте таких обособлений формировались миаролы, в которых кристаллизовались разнообразные друзовые минеральные комплексы. Выделяемый в ходе преобразования силикагелей флюид повышал флюидное давление в закрытом объеме миарол. Необходимо также учитывать вариации флюидного давления в миаролах по мере снижения температуры при длительной кристаллизации друзовых комплексов, если эти процессы протекали вблизи максимумов давления ненасыщенного пара борнокислых или других флюидов первого типа. В зависимости от содержания H_3BO_3 и других компонентов во флюидах, а также вариаций их плотности, давление в разных миаролах при одной температуре будет различаться на десятки-сотни бар.

Во многих минералах из околомароловых комплексов и миарол гранитных пегматитов встречаются ФВ с нерастворимыми при нагревании дочерними кристаллическими фазами, что свидетельствует о принадлежности растворов во включениях к системе *P-Q* типа. Наличие в пегматитовой магме крупных флюидных обособлений с разным объемным соотношением силикагелей сложного состава, борнокислых и других флюидов первого и *P-Q* типов объясняет многообразие миарол в гранитных пегматитах – от «пустых» с небольшим наполнением и ограниченным набором минералов до почти нацело заполненных минеральными комплексами. Условия минералообразования в миаролах (природных автоклавах) существенно различались по давлению, плотности и составу среды, поскольку в них находились разные флюидные среды. Большая разница флюидного давления (на десятки-сотни бар) в близко (десятки сантиметров, первые метры) расположенных друг от друга миаролах часто вызывает их вскрытие и приводит к дроблению кристаллосырья в друзовых минеральных комплексах [Миароловые пегматиты, 1999].

Экспериментальные данные [Перетяжко и др., 2010] позволяют предположить, что в природных флюидах с высокими концентрациями бора и фтора при условиях флюидно-магматической кристаллизации вероятны проявления жидкостной несмесимости с разделением флюида на существенно борную (первый тип) и фторную (*P-Q* тип) жидкости, а вблизи критической точки воды могут стабильно сосуществовать две жидкости и пар. В концентрированных *B-F*-содержащих флюидах при 800°C образуются силикатно-водно-солевые вязкие жидкие среды. По всей видимости, коллоидно-дисперсное состояние таких сред способствует экстрагированию из окружающего их флюида и/или расплава многих редких элементов. Преобразование таких сред при охлаждении в стеклоподобные массы или вязкие жидкости (гели, студни) и последующая их раскристаллизация будет сопровождаться выделением флюида (истинного раствора), обогащенного этими элементами. Водные флюиды с растворимыми *B-F*-содержащими комплексными соединениями и силикатно-водно-солевые коллоидно-дисперсные среды принимали активное участие в процессах

минералообразования миароловых гранитных пегматитов [Перетяжко и др., 2010; Перетяжко, 2012].

Другой пример связан с магматическими флюидами P-Q типа (NaF-содержащими), обнаруженными во ФВ в минералах онгонитов массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье [Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина, 2010]. Наличие здесь во вкрапленниках кварца и топаза газовых ФВ с паровым раствором является признаком низкобарических условий кристаллизации пород. С учетом особенностей фазовой диаграммы системы второго типа (NaF–H₂O), а также данных термометрии ФВ и РВ, удалось оценить флюидное давление для температурного интервала кристаллизации онгонитового расплава (600–750°C), которое не превышало 400–800 бар. Оценки флюидного давления по системе первого типа (NaCl–H₂O) для этих же газовых ФВ дают почти в два раза более высокие и ошибочные величины флюидного давления.

Таким образом, для корректных оценок условий кристаллизации пород по данным изучения ФВ и РВ необходим детальный анализ *P-T-V-X* свойств флюидных сред разных типов. Необоснованное отнесение растворов P-Q типа, например, к хлоридной системе первого типа приводит к значительному завышению величины флюидного давления. Следует учитывать многокомпонентный состав водных систем, к которым относится большинство природных флюидов, возможные изменения температурного коэффициента растворимости компонентов в зависимости от их концентраций во флюидах и *T-P* условий. Яркий тому пример – описанное нами [Перетяжко, Савина, 2010] вскипание флюида в афировой зоне массива онгонитов Ары-Булак, вызванное сменой типа флюидной системы (переход к первому типу) за счет изменения ее состава в результате взаимодействия магматического флюида P-Q типа с остаточными расплавами, кристаллическими фазами и фторидно-кальциевым стеклом. При интерпретации данных по гранитоидным породам (гранитным пегматитам, редкометалльным гранитоидам, кислым вулканитам) необходимо также учитывать возможное образование в широком диапазоне *P-T* условий гелеподобных обогащенных кремнеземом флюидных сред коллоидной природы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №08-05-00471 и №11-05-00841.

Литература

Валяшко В.М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. – М.: Наука, 1990. – 270 с.

Миароловые пегматиты (Гранитные пегматиты. Т. 3) Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1999. – 488 с.

Перетяжко И.С. Включения магматических флюидов: *P-V-T-X* свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 197–221.

Перетяжко И.С. Миароловые гранитные пегматиты. Процессы образования минерализованных полостей, особенности минералогии, геохимии и внутреннего строения. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2012. – 421 с.

Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Смирнов С.З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H₃BO₃) во флюидных включениях // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 241–266.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.

Перетяжко И.С., Смирнов С.З., Котельников А.Р., Котельникова З.А. Экспериментальное изучение системы H₃BO₃–NaF–SiO₂–H₂O при 350–800°C и 1–2 кбар методом синтетических флюидных включений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №4. С. 450–472.

Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. – М.: Наука, 1974. – 150 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ГАББРО-СИЕНИТ-ГРАНИТНОЙ СЕРИИ ОШУРКОВСКОГО ПЛУТОНА

Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О.

Геологический институт Сибирского отделения РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: ripp@gin.bscnet.ru

Ошурковский базитовый массив в связи с неординарностью петрохимических и геохимических особенностей в течение длительного времени привлекает внимание исследователей. Это пока единственный в Западном Забайкалье массив, связанный с позднемезозойским этапом. Все остальные проявления базитового магматизма представлены дайками и полями вулканитов. Несмотря на многочисленность исследований, которые базировались в основном на петрохимических методах, многие проблемы остаются нерешенными. К числу наиболее дискуссионных и недостаточно изученных вопросов на этом массиве относятся: 1) генетическая природа массива и апатитового оруденения, в том числе роль метасоматических процессов; 2) характер связи сиенитов с базитами; 3) природа карбонатной минерализации и 4) проблемы источников пород. Многие из перечисленных проблем возможно решить только с привлечением более «тонких» исследований. Для решения некоторых из них нами использованы геохимические и геохронологические, в том числе изотопные (Sr, O, C, S, Sm-Nd, водород и др.) методы исследований.

Изотопно-геохронологическим изучением (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr) большей части магматических пород установлено в одном возрастном интервале с базитами образование кислых магматитов, что позволяет выделить здесь габбро-сиенит-гранитную ассоциацию, подобную бимодальным вулканическим сериям. Отчетливо фиксируется три этапа проявления магматизма – кислый (127-132 млн лет), базитовый (118-132 млн лет) и вновь кислый (112-121 млн лет). Геохронологическими исследованиями установлено также, что щелочно-полевошпатовые сиениты внедрились до габброидов (127-129 млн лет) и не могут считаться [Litvinovsky et al., 2002] продуктом завершающего этапа фракционной кристаллизации базитового расплава.

На месторождении присутствует 4 группы карбонатной минерализации – вкрапленность магматического кальцита в монцогаббро и лампрофирах, жилы карбонатитов, карбонатиты, подвергшиеся гидротермальным изменениям, и кальцит в ассоциации с хлоритом, эпидотом, кварцем, образовавшийся в результате зеленокаменного изменения базитов. Вся карбонатная минерализация имеет близкие значения Sr_1 свидетельствующие о их едином материнском источнике. В то же время они резко отличаются по составу кислорода и углерода. Отрицательные значения $\delta^{18}O$ в кальцитах из зеленокаменноизмененных базитов (рис. 1) указывают о вовлечении в гидротермальную систему вод вадозового происхождения. Кислород и углерод неизменных карбонатитов

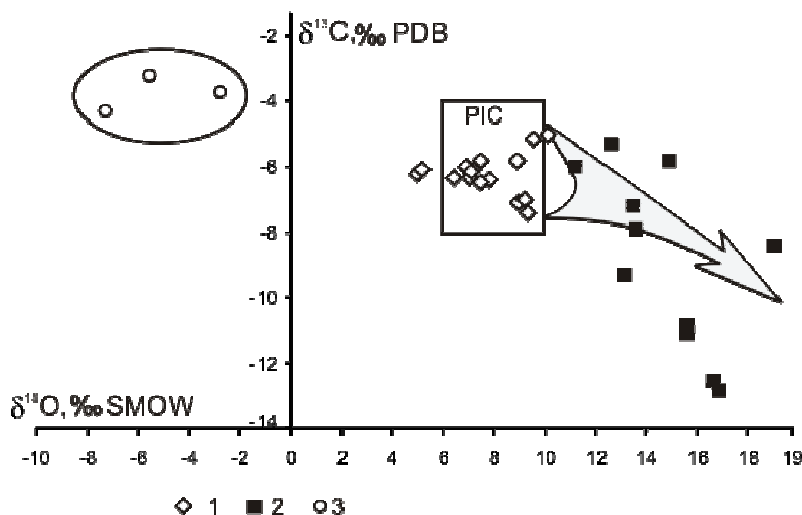


Рис. 1. Изотопные составы С и О в кальцитах из эндогенных карбонатных пород Ошурковского массива. 1 – неизменные поздними процессами карбонатиты; 2 – кальциты рекристаллизованных карбонатитов; 3 – кальциты из участков гидротермального (зеленокаменного) изменения габброидов. PIC – поле составов О и С магматических карбонатитов по [Taylor et al., 1967].

ложатся в квадрат PIS (рис. 1) характерный для карбонатов мантийного источника. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов, образовавшихся при изменении карбонатитов, свидетельствуют о привносе гидротерм, выделившихся по [Demeni et al., 2004] при дистилляции остаточного магматического очага.

В процессе формирования пород базитовой серии в результате фракционной кристаллизации происходило последовательное уменьшение концентраций P, Ti, Mg, Ca, увеличение содержаний щелочей и особенно калия. В пироксенах от ранних фаз к поздним увеличивалось содержание эгиринового минала, в амфиболах и биотите уменьшалась титанистость. В кислородсодержащих минералах от ранних фаз к поздним отмечается последовательное обогащение тяжелым кислородом (рис. 2), связанное с процессами фракционной кристаллизации. В этот эволюционный тренд не вписываются щелочно-полевошпатовые и биотитовые сиениты, а также кислые магматиты (граниты, гранитные пегматиты), что может быть интерпретировано как признак различия источников этих пород.

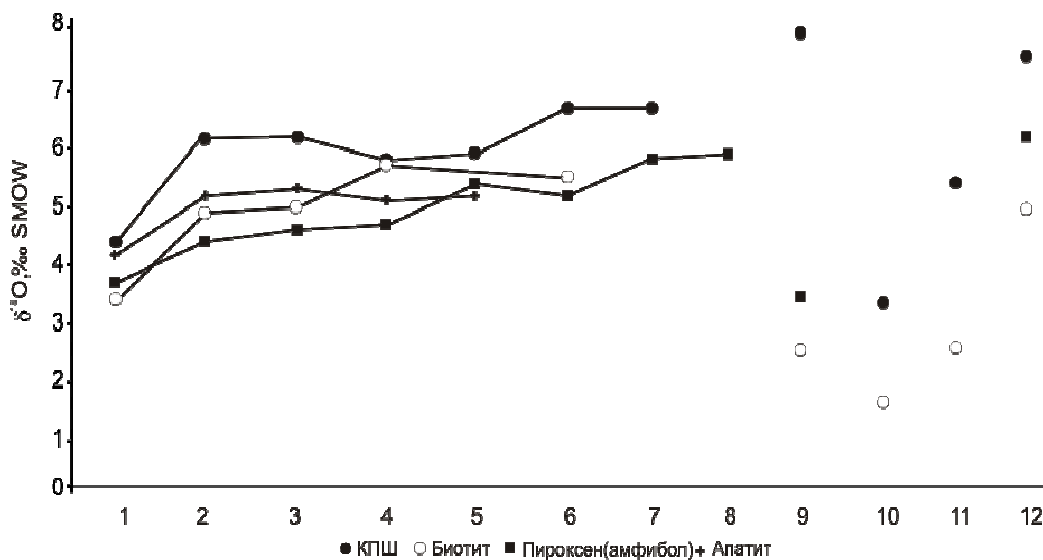


Рис. 2. Эволюция изотопного состава кислорода в минералах из пород Ошурковского плутона: 1 – габбро; 2 – габбро-сиенит; 3 – габбро-пегматит; 4 – поздне-магматическая фаза в габбро; 5 – шонкинит; 6 – карбонатит; 7 – пироксенсодержащий сиенитовый пегматит; 8 – монзонит; 9 – щелочно-полевошпатовый сиенит; 10 – биотитовый сиенит; 11 – аплит; 12 – пегматит гранитный. Отчетливо проявлен эволюционный тренд в базитовой серии от ранних к поздним и автономность кислых магматитов, биотитовых и щелочно-полевошпатовых сиенитов.

Для щелочно-полевошпатовых сиенитов это служит дополнительным основанием для сомнения об образовании их в результате фракционной кристаллизации. О разных источниках базитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов свидетельствуют и результаты изотопных Sr и Nd исследований. Дистанцированность полей Nd-Sr характеристик (рис. 3) подчеркивают этот тезис. На диаграмме также достаточно определенно видна автономность полей кислых магматитов. Тренды эволюции содержаний стронция и его изотопного состава показывают, что источником их явилась лейкосома кристаллических сланцев и гнейсов в результате анатектического плавления.

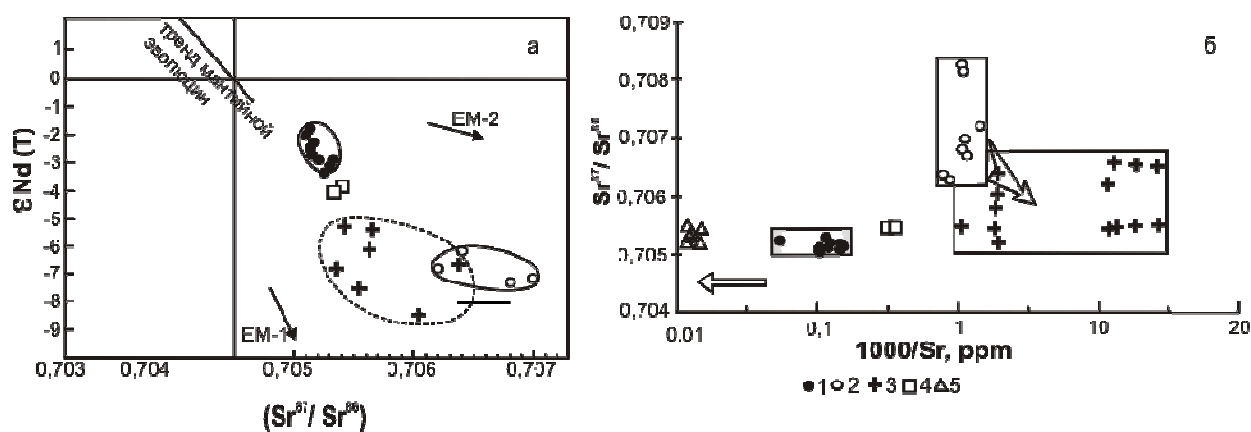


Рис. 3. Изотопная Nd-Sr характеристика пород на площади Ошурковского плутона (а) и тренды эволюции содержаний и изотопного состава стронция (б): 1 – базитовая серия; 2 – вмещающие гнейсы и кристаллические сланцы; 3 – граниты и гранитные пегматиты; 4 – щелочно-полевошпатовые сиениты; 5 – карбонатиты. Графики составлены с использованием данных из [Литвиновский и др., 2005]. На рисунках отчетливо видна автономность полей базитов, щелочно-полевошпатовых сиенитов и кислых магматитов.

В формировании пород и в том числе апатитового оруденения, многими исследователями предполагается большая роль метасоматических процессов [Андреев и др., 1972; Кузнецов, 1980; Смирнов, 1971]. Результаты изотопно-кислородного изучения минералов, слагающих породы базитовой серии (магнетит, биотит, апатит, титанит, пироксен, амфибол, полевые шпаты) указывают на существование изотопной равновесности в большинстве ассоциаций, что не характерно для метасоматических процессов. Изотопная равновесность подтверждается расчетами температур образования сосуществующих минералов по изотопно-кислородным термометрам, хорошо согласующимися с температурами, полученными по различным минеральным геотермометрам (амфиболовому, магнетит-ильменитовому, флогопит-апатитовому и др.).

Литература

- Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. – Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1972. – 157 с.
- Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). – Новосибирск: Наука. СО РАН, 1980. – 103 с.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Никифоров А.В., Посохов В.Ф. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монзонитового массива, Забайкалье // Геохимия. 2005. № 12, С. 1251-1270.
- Смирнов Ф.Л. Ошурковское месторождение апатита // Советская геология. 1971. № 4. С. 79-90.
- Demény, A., Sitnikova, M.A., Karchevsky, P.I. Stable C and O isotope compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite-carbonatite relationships and source compositions, in: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds.), Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society Series, London, 2004.10. P. 407-431.
- Litvinovsky B.A., Jahn B., Zanzilevich A.N., Shadaev M.G. Cristal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite – sienite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // Lithos. 2002. V. 64. P. 97-130.
- Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden // Geochim et Cosmochim. Acta. 1967. V. 31. P. 407-430.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ И РИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Сорокин¹ А.А., Кудряшов² Н.М.

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: sorokin@ascnet.ru*

²*Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапты, e-mail: nik@geoksc.apatity.ru*

Буреинский (Туранский) террейн является наиболее крупной тектонической единицей в составе Бурея-Цзямусинского супертеррейна – одним из главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Основной объем рассматриваемого террейна сложен палеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами, очень скудно охарактеризованными геохронологическими данными. Наибольшим распространением пользуются преимущественно известково-щелочные гранитоиды, относимые к условно позднепалеозойскому тырмо-буреинскому комплексу. Однако на примере Нижнестойбинского, Талаканского, Усть-Диканского массивов показано, что последние имеют не позднепалеозойский, а раннемезозойский возраст (218-185 млн лет) [Сорокин, и др., 2010]. На ранний мезозой приходится также внедрение щелочных и субщелочных гранитоидов, относимых к алтаhtинскому и харинскому комплексам, а также проявление кислого вулканизма. В этой связи возникает проблема корреляции раннемезозойского магматизма разного состава и относимого к различным магматическим комплексам. Решение этой проблемы позволит оценить масштаб его проявления, а также будет способствовать разработке геодинамической модели его формирования.

По существующим представлениям [Мартынюк и др., 1990] к алтаhtинскому комплексу в пределах Буреинского террейна относят интрузии сиенитов, кварцевых сиенитов, кварцевых монцонитов, щелочных гранитов, субщелочных лейкогранитов, формирующих мелкие штокообразные массивы. Эти образования в центральной части террейна (бассейн р. Бурей) перекрыты покровами кислых вулканитов, среди которых преобладают риолиты, трахириолиты, дациты. В свою очередь кислые вулканиты прорваны субщелочными лейкогранитами и гранит-порфирами харинского комплекса.

В рамках проведенного нами исследования получены следующие геохронологические характеристики гранитоидов алтаhtинского и харинского комплексов, а также трахириолитов.

Возраст субщелочных лейкогранитов алтаhtинского комплекса оценен в 209 ± 1 млн лет (СКВО=0.006, вероятность конкордантности 0.94). Практически идентичный возраст имеют трахириолиты – 208 ± 1 млн лет (СКВО=0.031, вероятность конкордантности 0.86). Наиболее молодой возраст установлен для субщелочных лейкогранитов харинского комплекса – 199 ± 4 млн лет (СКВО=0.31).

Полученные датировки отвечают общему интервалу проявления раннемезозойского магматизма в пределах Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса – (218-185 млн лет) [Сорокин и др., 2010], который, в свою очередь, практически совпадает с интервалом раннемезозойского магматизма Монголо-Забайкальской области 233-188 млн лет [Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003а, 2003б; Воронцов и др., 2007; Берзина, Сотников, 2007]. Здесь же необходимо напомнить, что близкий возраст (224-219 млн лет) имеют и высокотемпературные структурно-метаморфические преобразования, связанные с образованием северной сутурной границы Солонкерской зоны [Козаков и др., 2004].

Полученные в рамках выполненного исследования данные, а также приведенные выше опубликованные материалы свидетельствуют о том, что раннемезозойский, преимущественно гранитоидный, магматизм, охватил весь ансамбль тектонических блоков

восточной части Центрально-Азиатского пояса, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами. Мы полагаем, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой, которая могла бы инициировать внедрение многочисленных интрузий раннемезозойских гранитоидов, а также проявление высокотемпературных структурно-метаморфических преобразований является коллизия указанных кратонов и расположенных между ними континентальных массивов (Аргунского, Буреинского, Цзямусинского и др.).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00172, № 07-05-00627), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в Неогее» и Программ Президиума ДВО РАН (гранты № 12-1-0- ОНЗ 09, 12-II-СО-08-026).

Литература

Берзина А.П., Сотников В.И. Особенности формирования Cu-Mo-порфирового магматического центра Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия) в области влияния пермотриасового плюма // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 2. С. 185-203.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 37-60.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003а. Т. 11. № 2. С.164-178.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В., Ханчук А.И. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003б. Т. 11. № 3. С. 227-254.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519-524.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск, 1990. – 215 с.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т.51. №5. С. 717-728.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42-63.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БУРПАЛИНСКОГО МАССИВА (СЕВ. ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Сотникова И.А.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlad@igc.irk.ru

Бурпалинский щелочной массив находится в 100 км к СВ от п. Нижнеангарск в пределах Сыннырского нагорья [Жидков, 1956]. Массив представляет собой интрузию центрального типа площадью около 250 км². Он сложен нефелиновыми сиенитами и пуласкитами, в приконтактовой части переходящими в кварцевые сиениты. Жильные породы представлены дайками шонкинитов, содалитовых сиенитов, лейкократовых гранофиоров, щелочных гранитов, многочисленных редкометалльных апаитовых сиенит-пегматитов и карбонатных пород (возможно карбонатитов). Пегматиты пересекаются крупной дайкой флюорит-апатитовых пород, которая в свою очередь сечется жильным аляскитовым гранитом. Возраст пород по цирконам (U-Pb метод) составляет: для сиенитов главной фазы 294 млн лет и для редкометалльных пегматитов 289 млн лет [Сотникова, 2009].

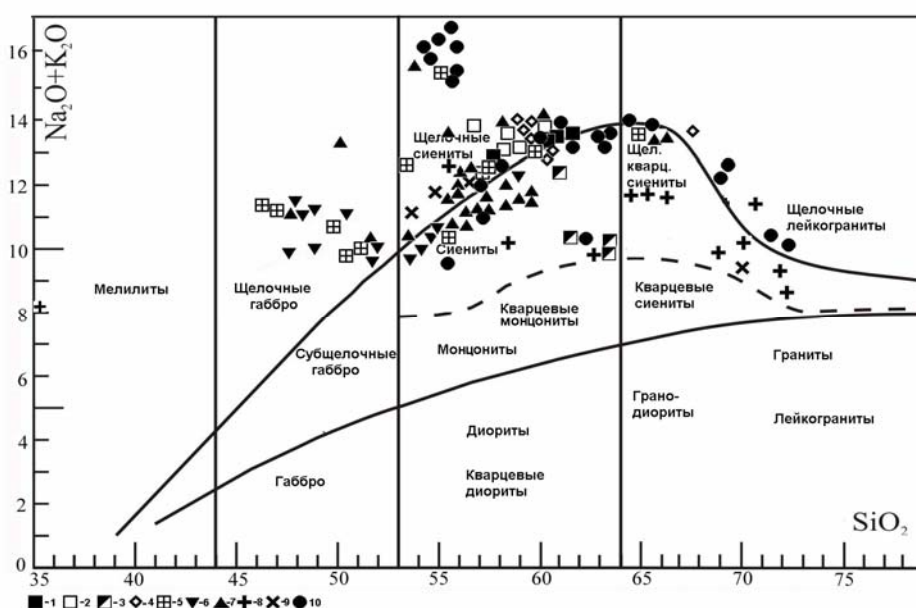


Рис. 1. Диаграмма SiO_2 - $[\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}]$ (в %) для магматических пород Бурпалинского массива.

Условные обозначения: 1 – пуласкиты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – кварцевые сиениты, 4 – мариуполиты, 5 – жильные нефелиновые сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – редкометалльные пегматиты, 8 – граниты-аляскиты, 9 – фениты.

На диаграмме SiO_2 - $[\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}]$ (рис. 1) наблюдается единый тренд составов всех исследованных пород. Составы некоторых сиенит-пегматитов находятся за пределами линейного тренда из-за высоких концентраций Zr, Nb, TR, которые реализуются в виде редкометалльной минерализации.

Редкометалльная минерализация массива Бурпала очень разнообразна. Здесь найдено около 80 % Zr-силикатов, известных в природе [Владыкин, Miyazaki, 2001].

Микрозондовые исследования подтвердили наличие следующих минералов: **Zr-силикаты** – циркон, эвдиалит, ловенит, Ti-ловенит, велерит, бурпалит, сейдозерит, Са-сейдозерит, розенбушит, власовит, катаплеит, Са-катаплеит, эльпидит; **минералы Ti** – сфен, астрофиллит, рамзаит, Mn-нептунит, бафертисит, чевкинит, Mn-ильменит, пирофанит, Sr-перрьерит, ландауит, рутил, анатаз, брукит; **минералы TR** – лопарит, металопарит, бритолит, ринколит, меланоцерит, бастнезит, анкилит, монацит, TR-апатит; **минералы Nb** – пироклор, бетафит, лопарит; **другие редкие минералы** – лейкофан, гамбергит, торит, тайниолит, бревстерит, криолит и др.

На рис. 2 нанесены составы всех известных циркониевых минералов. По принадлежности минералов к определенным породам их можно разделить на три генетические группы. К *первой группе* относятся циркониевые минералы, не содержащие кремния в своем составе или содержащие его в незначительном количестве. Это минералы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Ко *второй группе* относятся минералы, встречающиеся в нефелиновых и щелочных сиенитах. Отношение Si/(Na+K+Ca) в минералах этих пород не превышает 2:1. К *третьей группе* относятся минералы с повышенным отношением кремния к щелочам (эльпидит, армстронгит, согдианит и др.), которые встречаются в щелочных гранитах. Составы пород также попадают в одноименные группы.

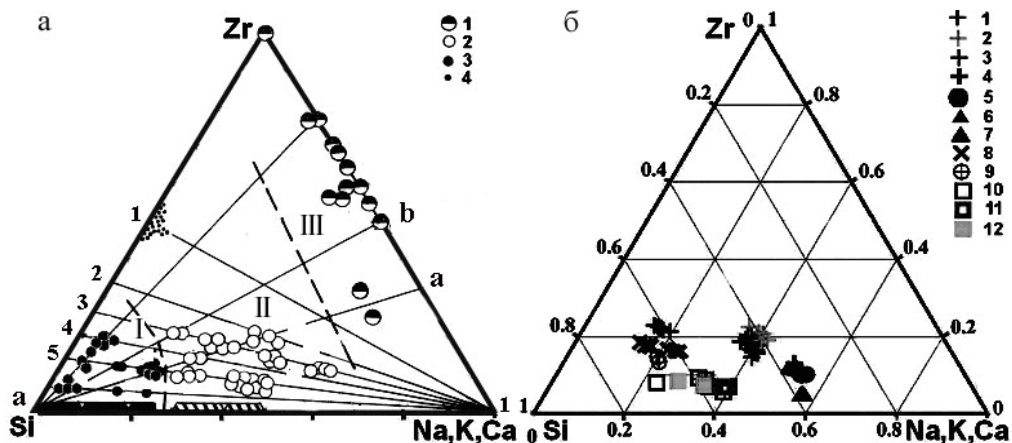


Рис. 2. Составы цирконосиликатов: **а** – минералы: 1 – ультраосновных щелочных пород, 2 – щелочных и нефелиновых сиенитов, 3 – щелочных гранитов, 4 – цирконы. (Владыкин 1983); **б** – цирконосиликаты: Бурпалинский массив: 1 – сейдозерит, 2 – ловенит, 3 – катаплеит, 4 – велерит, 8 – власовит, 9 – эльпидит, 10 – эвдиалит; 5 – гиортдалит (Норвегия); 6,7 – гетценит (о.Лос, Бразилия); 11,12 – эвдиалит (Норвегия, Бразилия).

При анализе диаграммы (рис. 2) можно сделать и некоторые общие выводы по систематике цирконосиликатов, структуры которых построены только из Si, Zr, (Na+K+Ca) (без дополнительных катионов Fe, Mg, Mn и тд). На этих линиях соотношение валентности циркония к суммарной валентности щелочных элементов и кальция равно 4:2. Поэтому для чисто Na-минералов соотношение количества Zr/Na равно 1:2, а Zr/Ca – 1:1. Отсюда составы Ca-цирконосиликатов ложатся на линию (а-б), а натриевые на линию (а-а). Составы минералов изоморфных кальциево-натриевых серий лежат на линиях (1-2), (1-3), (1-4) и ограничены линиями (а-а) и (а-б). Отношение Si/Zr по всей длине линий (1-1), (1-2), (1-3), (1-4) остается постоянным для каждой линии. Из анализа положений точек составов на этих линиях (1-2), (1-4) и др. подтверждается изоморфная схема замещения катионов и цирконосиликатов $2\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ вакансия, известная в группе эльпидита-армстронгита. По линиям (а-а) и (а-б) от точек составов одних минералов к другим происходит скачкообразное увеличение кремнекислородного радикала на величину SiO_2 . Получаем такой ряд радикалов с увеличением в нем содержания кремния: $[\text{SiO}_4] \rightarrow [\text{Si}_2\text{O}_7] \rightarrow [\text{Si}_3\text{O}_9] \rightarrow [\text{Si}_4\text{O}_{11}] \rightarrow [\text{Si}_6\text{O}_{15}]$ и т.д. Отношение Si/Zr меняется в этом ряду: 1:2:3:4:6. Для цирконосиликатов содержания редких земель не превышает 1%, причем иттриевые земли обычно преобладают над цериевыми.

Среднее содержание TR в щелочных силикатных породах главных интрузивных фаз и дайковых щелочных породах Бурпалинского массива в два раза выше по сравнению с кларком в сиенитах. Наивысшее содержание суммы TR наблюдается в ранних дайках меланократовых шонкинитов, которые обнаружены за пределами массива в его западной части, и соответствует 3000-4000 ppm. Концентрации суммы TR в сиенитах главной фазы (нефелиновых, щелочных и кварцевых) равняются 500 ppm. Жильные мелкозернистые щелочные нефелиновые сиениты и так называемые мариуполиты по содержанию TR не отличаются от сиенитов главной фазы (450-500 ppm).

Для редкометалльных пегматитов Бурпалинского массива характерна большая дисперсия суммы TR, которая варьирует от 500 ppm до 36000 ppm, что можно объяснить высокой щелочностью пегматитов. Мы попытались разделить пегматитовые тела на различные типы по спектрам TR с учетом главных минералов-концентраторов TR. В результате получили 6 групп пегматитов, различающихся спектром TR.

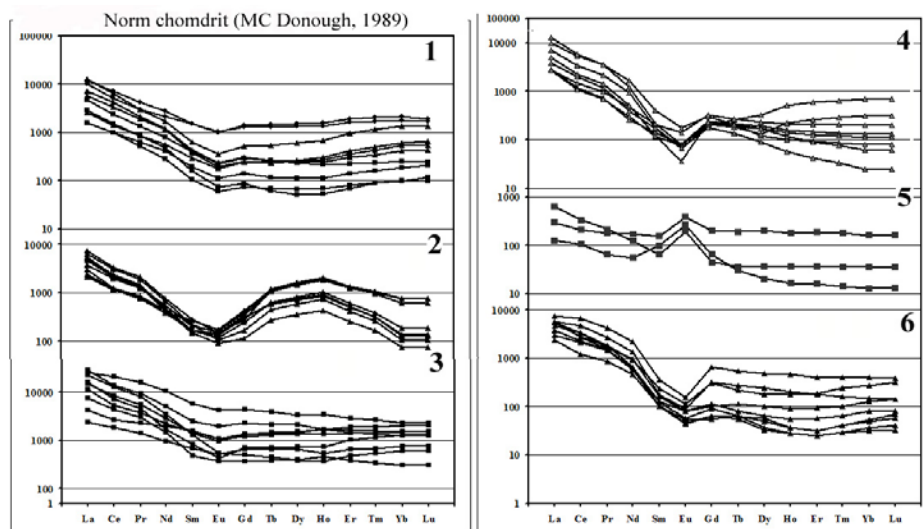


Рис. 3. Распределение РЗЭ в породах Бурпалинского массива: 1 – пегматиты с эвдиалитом, сейдозеритом и катаплеитом, 2 – пегматиты с астрофиллитом, 3 – пегматиты с ильменитом, 4 – пегматиты с лопаритом и ловенитом, 5 – альбитовые пегматиты, 6 – пегматиты с лопаритом и ильменитом.

На рис. 3 представлены спектры TR пегматитов. В пегматитах 1 группы концентраторами TR являются эвдиалит, сейдозерит и катаплеит. Для всех спектров TR пегматитов характерен малый наклон линий спектров и незначительное фракционирование Eu. Линии спектров начиная от Eu, имеют почти горизонтальный наклон с небольшим подъемом к конечным членам TR.

Для пегматитов 2-й группы характерны значительные содержания в них астрофиллита при переменных, незначительных концентрациях лопарита и цирконосиликатов. Суммарное содержание TR соизмеримо с пегматитами первой группы.

Пегматиты 3-й группы характеризуются значительными содержаниями мангано-ильменита. Кроме него встречаются лопарит и Zr-силикаты. Для спектров TR этих пегматитов характерен очень незначительный наклон спектра, при довольно высоких, по сравнению с другими пегматитами, содержаниях суммы TR. Фракционирование Eu в них почти полностью отсутствует, и линия спектра после Eu почти горизонтальна.

В пегматитах 4-й группы главным концентратором TR является лопарит и Zr-силикаты. Спектр характеризуется некоторой аномальностью Sm, который находится практически на одной линии с Eu.

Пегматиты 5 группы характеризуются лейкократовым, существенно альбитовым составом. Редкометалльные минералы в ней присутствуют в очень незначительных количествах, поэтому суммы TR низкие. В спектре TR этих пегматитов наблюдается резкое положительное фракционирование Eu, что связано с накоплением его в альбитовой составляющей пегматитов.

В пегматитах 6-й группы среди концентраторов преобладают лопарит и ильменит, иногда встречается пироклор. Спектры TR похожи на спектры предыдущих групп пегматитов, но имеют свои особенности.

В целом, спектры TR в изученных ранних породах массива и пегматитах характеризуются большой общностью, что свидетельствует об их генетическом родстве.

Для спайдер-диаграммы магматических пород главных фаз Бурпалинского массива (рис. 3.1) характерен плавный и компактный спектр. Наблюдается следующая тенденция линий спектра пород массива. Наивысшее содержание элементов (верхняя часть графиков) характерна

для ранних пород – шонкинитов и нефелиновых сиенитов. Ниже этих линий располагаются спектры жильных гранитов Бурпалинского массива. Линии пород главной фазы – пуласкитов и кварцевых сиенитов имеют следующие тенденции: в начале спектра они располагаются между линиями нефелиновых сиенитов и гранитов, а начиная с Tb, линия пуласкитов располагается ниже линии гранитов. В общем плане линии всех пород интрузивной части Бурпалинского массива располагаются довольно компактно, что подтверждает их генетическую общность.

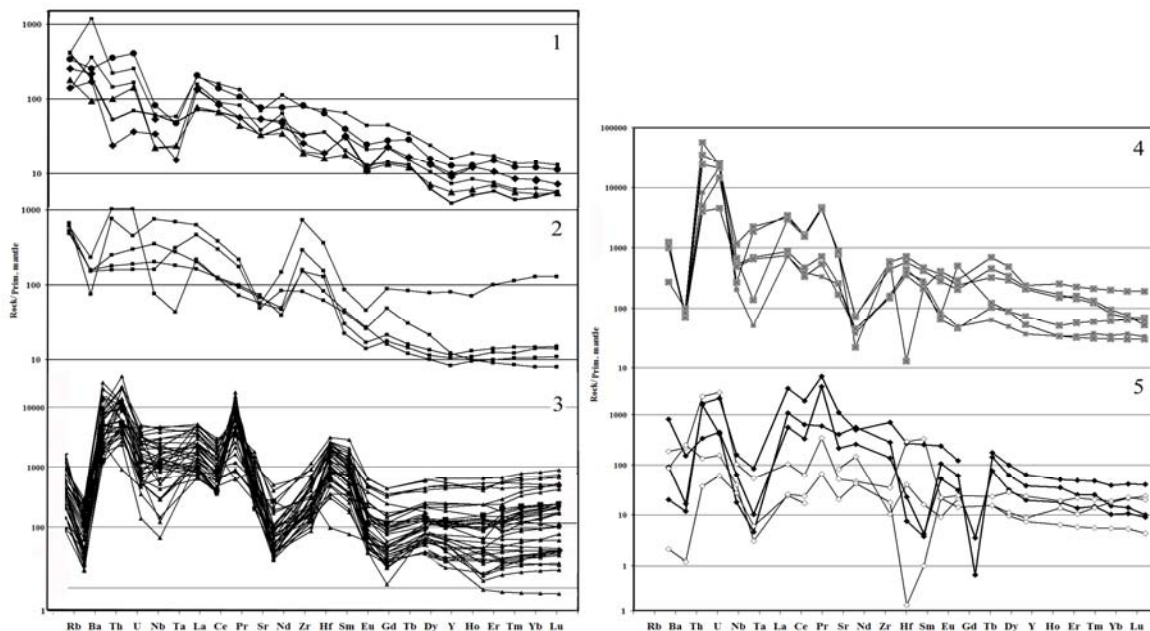


Рис. 4. Спайдер-диаграмма пород Бурпалинского массива: 1 – шонкиниты, нефелиновые сиениты, пуласкиты, кварцевые сиениты, мариуполит; 2 – мариуполиты, 3 – пегматиты, 4 – фениты, 5 – апатит-флюоритовые породы и карбонатиты.

Спайдер-спектры жильных агпаитовых сиенитов – мариуполитов довольно резко отличаются от спектров интрузивных пород главной фазы (рис. 4.2).

Большая аналитическая выборка содержаний TR для всех разновидностей пегматитов представлена на спайдер-диаграммах (рис. 4.3). Несмотря на сильное различие минеральных парагенезисов редкометалльных минералов в отдельных телах пегматитов для них характерен очень компактный тренд линий этих элементов с одинаковыми положительными и отрицательными аномалиями. Спайдер-диаграмма апатит-флюоритовых пород и карбонатитов показан на рис. 4.5. Их спектр в некоторых частях похож на спектр пегматитов. Для карбонатитов массива характерны те же особенности, что и для апатит-флюоритовых пород, что обусловлено отличием состава породообразующих минералов пегматитов и флюорит-апатитовых пород. В пегматитах – это силикатные минералы, а в апатит-флюоритовых породах – это фосфатные фторидные и карбонатные минералы.

Минерагенический спектр редкометалльных минералов Бурпалинского массива очень индивидуален и отличается от многих редкометалльных массивов. Геохимические особенности подтверждают разнообразие минеральных парагенезисов – концентраторов этих редких элементов.

Литература

Владыкин Н.В., Miyazaki T. Уникальный массив щелочных пород – Бурпала // Щелочной магматизм земли, ГЕОХИ РАН, М, 2001, с.73- 75.

Жидков А.Я. Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья // Автореф. дис. канд... геол. наук, Л., 1956, 21с.

Сотникова И.А. Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья // Автореф. канд. дисс., Иркутск, 2009, 23 с.

РУДООБРАЗУЮЩИЙ ПОТЕНЦИАЛ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЛЮМАЗИТОВЫХ ГРАНИТОВ: ВОЛЬФРАМ

Сырицо¹ Л.Ф., Абушкевич² В.С., Баданина¹ Е.В., Волкова¹ Е.В.

¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail:
liudmila_syritso@mail.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail:
vik2211@gmail.com

Одной из важнейших задач фундаментальной геологической науки на современном этапе является выявление источников рудного вещества, оценка условий и механизмов его концентрации. В этом отношении исключительно благоприятный материал для исследования представляют собой редкометалльные граниты (РГ), характеризующиеся накоплением широкого спектра редких элементов – Li, Rb, Cs, Ta, Nb, W, Sn, Be и, что немаловажно, зональным строением массивов, которое позволяет проследить закономерности их распределения и поведения в пространстве и времени. Успехи в области экспериментальных исследований флюидонасыщенных гранитоидных систем возродили интерес к проблеме формирования массивов Li-F гранитов и связанных с ними процессов рудообразования. Результаты этих исследований, а также изучение непосредственно минералообразующих сред (расплавные и флюидные включения) показали, что процесс фракционирования является не единственным механизмом концентрации редких элементов, ему сопутствуют явления жидкостной несмесимости, способствующие отделению редких элементов с водно-солевыми субстанциями, и последующее их перераспределение в режиме послемагматического метасоматоза [Баданина и др., 2010].

Изучение характера распределения и поведения указанных редких элементов в рядах дифференциатов РГ показывает различные пути их концентрации. Так, в накоплении тантала и ниобия задействованы многие механизмы, в том числе кристаллизационное фракционирование, отделение с натрово-алюмофторидной субстанцией, метасоматическое перераспределение за счет автолизии породообразующих минералов. Литий концентрируется как внутри массивов РГ, так и в ареале экзоконтакта в виде надкупольных метасоматитов, что позволяет предполагать определенную роль эманационной дифференциации.

Характер связи вольфрамового оруденения с гранитоидным магматизмом – старая дискуссионная проблема, в решении которой принимали участие выдающиеся исследователи вольфрамового оруденения В.Ф. Барабанов, Г.Ф. Иванова, Ф.Г. Рейф. Поведение вольфрама (и олова) в массивах РГ изучено фрагментарно. В массивах РГ с низкой концентрацией Li и F вольфрам накапливается в экстремальных количествах, процесс этот рассматривается как постмагматический метасоматический. Сколь либо существенного накопления вольфрама в Li-F гранитах не установлено, тем не менее, для надкупольных зон этих массивов типично проявление вольфрамовой минерализации, нередко в промышленных масштабах, что позволяет рассматривать массивы в качестве материнских для вольфрама. Кроме того, общеизвестно, что ареалы выходов массивов РГ, как правило, сопровождаются кварц-вольфрамит-касситеритовыми жилами. Во всех случаях характер связи вольфрамового оруденения непосредственно с массивами РГ остается проблематичным.

Для решения этих вопросов актуальными являются следующие положения, которые рассматриваются нами на примере Восточного Забайкалья:

- характер распределения вольфрама в габбро-гранитных сериях, завершающихся образованием плюмзитовых редкометалльных гранитов (ПРГ);
- закономерности распределения вольфрама в породах и расплавах рядов дифференциатов кукульбейского рудоносного комплекса;
- теоретические предпосылки генетической связи вольфрамового оруденения с РГ;

– возрастные соотношения формирования гранитов и кристаллизации вольфрамита в массиве и за его пределами.

В пределах интрузивных комплексов, также, как и в возрастных рядах комплексов, слагающих специфические габбро-гранитные серии, завершающиеся образованием ПРГ, прослеживается выдержанная тенденция накопления вольфрама, синхронная с возрастанием кремнекислотности пород. Потенциально рудоносными на вольфрам являются наиболее поздние и наиболее кремнекислые лейкогранит-аласкитовые ассоциации (кукульбейский и шумиловский комплексы в Забайкалье, вознесенский – в Приморье, рудогорский – в Рудных Горах Чехии). Наименее измененные биотитовые граниты этих ассоциаций по петрохимическому и редкоэлементному составам практически идентичны и соответствуют по классификации Л.В. Таусона [1977] одному и тому же геохимическому типу – ПРГ, различаясь, тем не менее, направленностью внутрикамерной дифференциации и металлогенической специализацией.

Для изучения контрастного развития процессов дифференциации и характера поведения в них вольфрама особого внимания заслуживают малые штоки-сателлиты в пределах, так называемых, полиформационных интрузивов, формирующиеся в рамках одного возрастного интервала и различающиеся по геохимической специализации. Так, характер распределения вольфрама в породах и расплавах дифференцированных разрезов сателлитов Хангилайского интрузива Орловском массиве Li-F гранитов с танталовым оруденением и Спокойнинском массиве «стандартных» гранитов с вольфрамовым оруденением свидетельствует о различных механизмах концентрации редких элементов. В процессе дифференциации Li-F расплава содержание вольфрама в породе увеличивается от 5.6 до 14.2 ppm, в то время, как в расплаве накопление вольфрама более ощутимо: от 3.67 ppm в расплаве биотитовых гранитов и 8.21 ppm в расплаве мусковитовых гранитов Хангилайского массива до 61.84 ppm в амазонитовых гранитах Орловского массива. В породах апикальной части массива (эндо-экзогрейзен) происходит инверсия в распределении вольфрама между расплавом и породой: содержание вольфрама в расплаве резко падает до 0.556 ppm вольфрама, в то время, как в породе концентрация вольфрама достигает промышленных значений – Ферберитовое месторождение. Приведенные данные свидетельствуют о высоком потенциале вольфрама Орловской магматической камеры и вероятности его выноса во вмещающие породы. В гранитах «стандартного типа» содержание вольфрама в расплаве остается стабильно низким – до 7.71 ppm вольфрама, в то время, как в породе достигает ураганных содержаний. синхронно с проявлением процессов альбитизации и грейзенизации.

Обобщение результатов экспериментальных исследований с синтетическими системами, расчетных данных по растворимости вольфрамита в силикатных системах [Граменицкий и др., 2005; Linnen, Cuneu, 2006] и непосредственная оценка уровней концентрации вольфрама в регомогенизированных стеклах расплавных включений изучаемых объектов показывает, что в Li-F гранитах уровень насыщения расплава вольфрамитом не достигается. Поведение вольфрама оценивалось [Баданина, 2008] на основе расчета произведения растворимости гюбнеритового члена вольфрамитового твердого раствора – $K_{sp} = [MnO] \cdot [WO_3]$. В изученных гранитоидных системах значение произведения растворимости вольфрамита попадают в область значительно более низких величин $\log K_{sp}$ моль²/кг² по сравнению с синтетическими гаплогранитными расплавами и изменяются в пределах от -5 до -7.5 моль²/кг². Вариации содержаний вольфрама в расплаве находятся в интервале 0.84-15.9 ppm. Таким образом, невозможность кристаллизации вольфрамита на магматическом этапе и в то же время накопление вольфрама в расплаве в процессе фракционирования создают в Li-F гранитах предпосылки для выноса вольфрама за пределы магматической камеры.

На основе изотопно-геохимических исследований (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы) пород, породообразующих минералов и непосредственно вольфрамитов вольфрамовых месторождений Забайкалья установлено [Abushkevich et al., 2010], что на изучаемых

месторождениях наблюдаются различные возрастные соотношения между оловянно-вольфрамовой минерализацией и вмещающими ее гранитами. Так, возраст кристаллизации вольфрамитов в Спокойнинском массиве составляет 139.8 ± 1.3 Ma, в то время, как формирование массива соответствует 144.5 ± 1.4 Ma (рис. 1а, б).

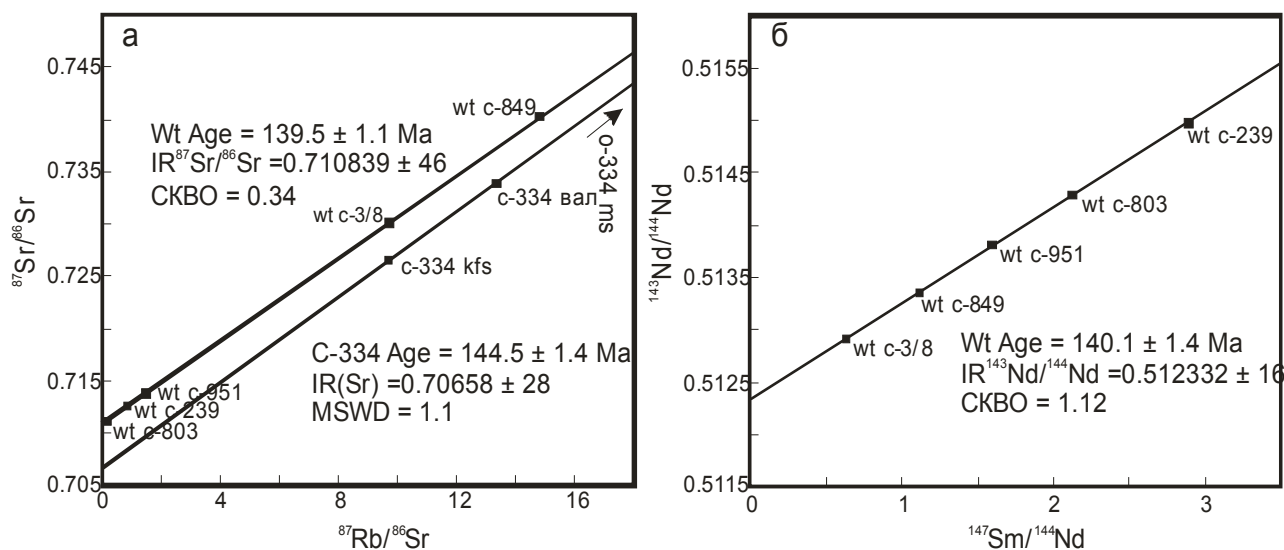


Рис. 1. (а) Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для минералов и валовой пробы породы гранитов Спокойнинского массива (проба С-334) и вольфрамитов из кварцевых жил, грейзенов, пегматоидов в пределах массива (пробы С-239, С-803, С-951, С-849, С-3/8). (б) Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для вольфрамитов из кварцевых жил Спокойнинского массива.

Таким образом, между формированием массива и кристаллизацией вольфрамитов установлен временной разрыв порядка 2.5 млн лет. Можно предположить, что этот интервал соответствует длительности перехода от магматического этапа к гидротермальному, и этот факт подтверждает метасоматическую природу вольфрамитов в ПРГ «стандартного типа». Возраст формирования кварц-вольфрамитовых жил дальнего ареала – месторождения Увальное, Приваловское, Локермановское – 144 ± 2.1 млн лет практически совпадает с возрастом формирования Спокойнинского массива, то есть на 2.5 млн лет раньше кварц-вольфрамитовых жил материнского массива. Такой интервал позволяет предполагать образование кварц-вольфрамитовых жил в массиве и за его пределами на разных этапах формирования гидротермальной системы Хангилайского интрузива. Возраст рудной минерализации (Wt, Kas) в амазонитсодержащих дайках Li-F гранитов Орловки (Wt (139.5 ± 2.1 Ma), Kas (138.5 ± 1.6 Ma)) (рис. 2) и в фельзит-порфирах Шерловой Горы (Wt (142.4 ± 1.5 Ma), Kas (141.1 ± 1.5 Ma)) практически совпадает со временем становления материнских гранитов (139.9 ± 1.9 Ma и 141.4 ± 1.8 Ma, соответственно).

Установленные различия в изотопных характеристиках Sr и Nd между материнскими гранитами Спокойнинского ($\epsilon\text{Nd}(144) = -3.4$), Орловского ($\epsilon\text{Nd}(140) = -1.7$) и Шерловгорского ($\epsilon\text{Nd}(141) = -0.3$) массивов и связанной с ними рудной минерализации (Wt: $\epsilon\text{Nd}(T)$ от -1.9 до +2.1; Kas $\epsilon\text{Nd}(T)$ от +0.9 до +3.2) указывают на участие ювенильной составляющей при формировании рудного вещества. Таким образом, есть основание предполагать, что вероятным механизмом рудообразования может служить ремобилизация рудного вещества из кристаллизующегося магматического очага (?) под действием флюида с существенно мантийными характеристиками.

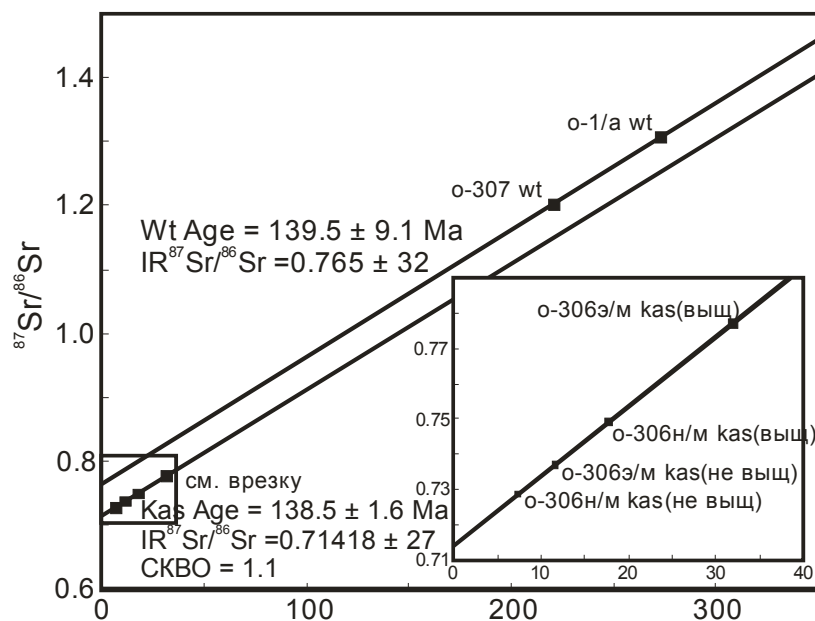


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вольфрамита (wt) и касситерита (kas) из амазонитсодержащих даек Орловского массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 08-05-00766, № 09-05-01222, № 12-05-00926).

Литература

Баданина Е.В. Первые данные о содержании вольфрама в высокоспециализированных гранитоидных расплавах по данным изучения расплавных включений в кварце. // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. СПбГУ. 2008. Вып. 6. С. 42-49.

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Трамболл Р.Б. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 1-29.

Граменицкий Е. Н., Щекина Т. И., Девятова В. Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. – М.: ГЕОС, 2005. – 186 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М: Наука, 1977. – 279 с.

Abushkevich V.S., Badanina E.V., Syritso L.F. Wolframite and cassiterite: age of forming and isotope characteristics Sr and Nd. The 20-th general meeting of the International Mineralogical Association. 21-27 August 2010. Budapest, Hungary. P. 419.

Linnen R. L., Cuney M. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta–Nb–W–Sn–Zr–Hf mineralization. // Rare-element geochemistry and mineral deposits / Ed. by R.L. Linnen. Montreal: Geological association of Canada Short course notes, 2006. V. 18. P. 45-68.

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС «ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ» МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф.

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

Высокоглиноземистые магматические породы основного и кислого состава считаются весьма определенными индикаторами субдукционных и коллизионных геодинамических обстановок, то есть в динамическом смысле зон сжатия. Возрастание содержаний Al_2O_3 в них, по сравнению с нормальными породами такой основности, редко превышает первые десятки процентов, но огромные объёмы этих пород безусловно, требуют дополнительного привноса глинозема, механизмы поступления которого остаются не вполне ясными. В метаморфических породах, которым посвящено данное сообщение несколько другая ситуация: одна группа пород, которые известны как высокоглиноземистые разности по содержанию Al_2O_3 вообще не отличимы от ассоциирующих с ними гнейсов, а другие наоборот обогащены Al_2O_3 в несколько раз.

В геологической литературе, посвященной описанию строения и состава беломорской и кольской серий, а также лапландского комплекса восточной части Балтийского щита, широко используются термины: «высокоглиноземистые гнейсы», «глиноземистые гранулиты» или просто «высокоглиноземистые породы». В большинстве случаев своему названию эти образования обязаны присутствию в их составе таких минералов, как кианит, гранат, силлиманит, кордиерит, ставролит, которые содержат глинозем в количестве от 25 до 60%. Благодаря наличию этих легко диагностируемых минералов данные породы хорошо выделяются в обнажениях и традиционно интерпретируются как метаосадочные породы, которые в рамках «геосинклинальной парадигмы» рассматривались как метаморфизованные коры выветривания, а в «плиттектонической» чаще всего как граувакки акреционных призм.

Характерной структурной особенностью «высокоглиноземистых» пород является то, что они в большинстве случаев слагают синформные структуры, иногда достаточно пологие, что позволяет многим исследователям, особенно не вникая в детали их генезиса, считать их протоосадочными породами, наследующими исходные бассейны осадконакопления [Головенко, 1977]

Наиболее известными породами этой группы являются кианитсодержащие разности, которые ранее часто по их характерному буроватому цвету назывались «ржавыми» гнейсами. Долгое время они являлись главным поисковым признаком на слюдяные пегматиты, но после того, как мусковит потерял своё промышленное значение, интерес к этим гнейсам заметно упал. На самом деле «ржавые» гнейсы кианит-гранат-биотитового состава являются полосчатыми мигматитами по массивным породам гранодиоритового состава, так называемым «сухарям». «Сухари» представляют собой биотитовые гнейсы с содержаниями $Al_2O_3 = 15-16\%$, то есть они не являются высокоглиноземистыми породами в обычном понимании. Для них характерны аномально высокие содержания Cr, Ni, Co = 500, 250, 150 ppm, соответственно. Для объяснения подобных концентраций Cr, Ni, Co предполагается, что эти породы образовались в результате осадочного процесса при размыве и смешении раннеархейских пород: коматиитов, базальтов и гранитов [Ручьев, 1997]. Однако, содержания РЗЭ, а именно достаточно высокие La/Yb отношения в «сухарях» противоречат этой модели [Щербакова, Терехов, 2004]. В то же время, составы некоторых типов эндербитов восточной части Балтийского щита наиболее полно соответствуют породам типа «сухари», хотя вопрос о гранулитовом метаморфизме «сухарей» – исходных пород для кианитсодержащих разностей остаётся открытым, но очевидно, что изначально это были более массивные породы. Геологические наблюдения указывают на то, что разнообразные по виду и структуре полосчатые кианитсодержащие породы развиваются по массивным разностям гранодиоритового состава («сухарям») [Зарубин, 1969]. При этом количество новообразованного кианита не пропорционально содержаниям Al_2O_3 в породе.

Появление кианита обуславливает повышенную пластичность пород – очень важную для реализации процессов тектонического течения. Поэтому мы предполагаем, что протолитами «сухарей» являлись породы гранодиоритовой серии, которые могли быть комагматами архейских андезитов, а метаморфическая полосчатость в большинстве случаев является мигматитовой и отображает тектоническое поле напряжений (например нисходящий конвекционный поток), но никак не контуры осадочного бассейна.

Подобная схема эволюции намечается и для кислых гранулитов Лапландского пояса (кондалитов), но здесь главными глиноземистыми минералами являются силлиманит, гранат и кордиерит. На наш взгляд кислые (глиноземистые) гранулиты образовались за счет более основных и массивных пород. Ярко выраженная полосчатость в этих породах является тектонической, при этом кондолиты начинают формироваться в условиях гранулитовой фации, а завершают свою эволюцию в низах амфиболитовой, на уровне появления хрупких деформаций. Поэтому на заключительных этапах формирования этих пород, на плоскостях метаморфической полосчатости образуются зеркала скольжения. По мере своей эволюции породы становятся крупно-гигантозернистыми, а количество граната и кордиерита резко увеличивается, соответственно увеличиваются и концентрации Al_2O_3 , при укрупнении зернистости пород заметно уменьшается концентрация РЗЭ с возрастанием положительной Eu аномалии. Синхронно с появлением большого количества кордиерита появляются зоны послонного окварцевания, которые трактуются большинством исследователей, как метаосадочные породы. Характерной чертой кислых гранулитов является присутствие графита, слагающего тонкие послонные обособления, причем в последние годы его появление стало связываться с метасоматическими процессами [Воинова и др., 2006], а не с первично-осадочными. Изучение изотопии углерода в CO_2 , который содержится в кордиеритах кислых гранулитов в большом объеме, показало, что углерод в них является необычайно тяжелым и близок к углероду из карбонатитов и кимберлитов, что позволяет считать эти полосчатые породы (высокоглиноземистые гранулиты) своеобразными каналами дегазации мантии [Armbruster et al., 1982].

Одним из важнейших минералов, определяющих «лицо» высокоглиноземистых пород является гранат. Причем ранний гранат появляется в породе до появления кианита или силлиманита и продолжает расти и перекристаллизовываться уже после их появления и даже исчезновения (гранат-слюдистые сланцы развитые по кианитовым гнейсам, и гигантозернистые гранат-хлоритовые разности по гранатовым амфиболитам Беломорья). За редким исключением гранат развит практически во всех основных породах Лапландско-Беломорского пояса. Но термин высокоглиноземистые породы только иногда применяется для некоторых разностей основных гранулитов, хотя анортозиты, действительно являющиеся высокоглиноземистыми породами, так не называются. Появление граната в большинстве случаев мы связываем с регрессивным этапом эволюции метаморфических образований этого пояса, то есть со стадией экзумаии. Причем его появление нельзя объяснить какими-то особенностями состава исходных пород, хотя состав его связан с их составом. Так, среди полосчатых амфиболитов беломорской серии встречаются гранатовые и безгранатовые породы, не различимые по макро- и микроэлементному составу [Щербакова, 1988]. То же самое наблюдается и для дупироксеновых гранулитов и их разностей с гранатом. Только участки с аномально большим количеством граната, а это небольшие жилы- или будиноподобные тела гранатитов, по составу отличаются от основной массы. Помимо четкой ориентировки зон гранатизации вдоль метаморфической полосчатости, иногда отмечаются участки более сложной конфигурации, напоминающие срезы в обнажениях косоугольной слоистости, или гранатизация наследует форму магматических или метасоматических даек. Причем в громадном большинстве случаев гранат всегда более поздний, чем исходные минералы. Проблема появления граната в породах обычно обсуждается только в связи с изучением эклогитов и в этом случае большинством исследователей предполагается, что появление граната так или иначе связывается с необычным по интенсивности флюидным режимом, который и предопределяет его формирование. Поэтому с определенной степенью

достоверности можно констатировать, что количество в породе граната прямо пропорционально объёму флюидов, проходящих через породу. На общем фоне гранатов с характерным спектром РЗЭ, в которых проявлен Eu минимум, обращают на себя внимание гранаты, которые имеют положительную Eu аномалию [Скублов, Терехов, 2009]. Подобные гранаты встречаются среди достаточно редких пород с оливином и пироксенами, известными в литературе как пиклогиты (Терехов и др., 2011). В отличие от других гранатсодержащих пород Лапландско-Беломорского пояса данные породы слагают ксенолиты или отторженцы нижней коры или верхней мантии, тогда, как основная масса гранатов образовалась на стадии эксгумации глубинных образований в обстановке регионального растяжения и соответственно повышенного теплового потока и присутствия флюидов.

Действительно высокоглиноземистыми породами с содержаниями Al_2O_3 более 25% являются плагиоклазиты и анортозиты, природа которых остаётся весьма дискуссионной. Если жилы плагиоклазитов, имеющие постепенные переходы к плагиомигматитовой неосоме относительно уверенно, трактуются как метасоматические образования, то в отношении анортозитов Лапландского пояса, кристаллизация которых происходила при давлениях превышающих 10 кбар [Фонарев, 2004], возникает много вопросов о их генезисе и решаются, они весьма неоднозначно. Единственное, что не вызывает споров, – это приуроченность анортозитов и плагиоклазитов к крупнейшей тектонической границе, разделяющей лапландский и беломорский метаморфические комплексы.

Однозначно высокоглиноземистыми метаморфическими породами (часть их рассматривается как руда на глиноземное сырьё) являются разнообразные кианит-ставролит-гранатовые сланцы Кейв и других районов, приуроченные к региональным тектоническим зонам, разделяющим выходы гранито-гнейсового фундамента с фрагментами гранулитов с гранит-зеленокаменными областями. Везде в этих структурах отмечается развитие глиноземистых минералов по исходному протолиту с достоверными реликтами вулканогенно-осадочного генезиса. Другая часть метасоматических пород, обогащенных глиноземом, представлена корундсодержащими образования Лапландско-Беломорского пояса, их формирование происходило в глубинных условиях и ознаменовало собой начало эксгумации нижнекоровых образований [Терехов, 2007].

Помимо характерного структурного положения «высокоглиноземистых» гнейсов и гранулитов, приуроченных к синформным структурам и сланцам – к вертикальным тектоническим зонам, те и другие обладают такой общей чертой, как широкое развитие птигматитовых складок или плейчатости. Ещё недавно необычайно сложный характер подобных структур в «высокоглиноземистых» породах рассматривался как результат многократной складчатости исходных осадочных пород, однако сейчас становится очевидным, что это не так, и сам факт визуальной сложной складчатости ещё не является доказательством многоэтапности деформаций [Горяинов, Иванюк, 2001].

Формирование действительно высокоглиноземистых пород и образований, в которых присутствуют высокоглиноземистые минералы, но по составу они не высокоглиноземистые, вероятно являются результатом единого процесса – динамической перекристаллизацией на фоне флюидного потока, который контролируется тектоническим режимом растяжения. При этом формирование высокоглиноземистых минералов: кианита, граната, силлиманита в породах без существенного изменения их химического состава является начальным этапом эволюции системы, в которой глинозем посредством растворения этих минералов впоследствии становится подвижным и предопределяет формирование «настоящих» высокоглиноземистых метасоматитов и магматических пород.

Таким образом, изучение глубинных зон земной коры, какой можно считать докембрийские образования Балтийского щита, позволяет с некоторой долей условности моделировать ситуацию генезиса высокоглиноземистых магматических пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ №10.

Литература

- Воинова О.А., Астафьев Б.Ю., Воинов А.С. Роль метасоматоза при формировании полезных ископаемых в докембрии Балтийского щита // Руды и металлы. 2006 №6. С. 16-25.
- Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. – Л.: Недра. 1977. – 267 с.
- Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. – М.: ГЕОС. 2001. – 312 с.
- Зарубин В.В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Тр. ВСЕГЕИ. 1969. Т. 147. Вып.2. С. 58-70.
- Ручьев А.М. О протолите гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // В кн.: Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии. – Петрозаводск. 1997. С. 3-7.
- Скублов С.Г., Терехов Е.Н. Высокобарные гранулиты Кандалакшского массива: геохимия минералов и условия метаморфизма // Доклады академии наук. 2009. Т.425. № 3. С.384-390.
- Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъёма к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411-428.
- Терехов Е.Н., Ефремова Л.Б. Эволюция содержаний РЗЭ в породах восточной части Балтийского щита как отражение геодинамических обстановок // Геохимия. 2005. № 11. С. 1161-1174.
- Фонарев В.И. Метаморфическая эволюция Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс Балтийский щит) // Доклады академии наук. 2004. Т.395. №3. С.397-402.
- Щербакова Т.Ф. Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. – М.: Наука, 1988. – 149 с.
- Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н. Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611-631.
- Armbruster Th., Schreyer W., Hoefs J. Very High CO₂ Cordierite from Norwegian Lap-land: Mineralogy, Petrology and Carbon Isotopes // Contr. Mineral. P. 1982. V. 81.P. 262-267.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИКА

Цыганков А.А.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: tsygan@gin.bscnet.ru

Позднепалеозойская гранитоидная провинция Западного Забайкалья представляет собой одну из немногих на Земле областей, где разные по составу гранитоиды формировались одновременно в течение нескольких десятков миллионов лет. Более того, гранитоидный магматизм сопровождался, а возможно и инициировался, мантийным мафическим магматизмом повышенной и высокой щелочности.

В последние 10-15 лет в регионе выполнен большой объем изотопно-геохронологических исследований, охватывающий как собственно гранитоиды, так и породы базитового и щелочного ряда. Некоторым промежуточным итогом этих исследований стало признание того, что основной объем гранитоидов региона, включая гигантский (150 тыс. км²) Ангаро-Витимский батолит (ареал-плутон), сформировался в позднем палеозое (конец карбона-начало перми), а не в докембрии или раннем палеозое, как считалось ранее [Салоп, 1967; Литвиновский и др., 1993]. В связи с этим особую актуальность приобрели проблемы, напрямую связанные с этим фактом, а именно: достоверность и разрешающая способность использованных геохронологических методов; общая продолжительность позднепалеозойского магматического цикла и правомерность его «подразделения» на отдельные этапы; источники магм разнотипных гранитоидов; взаимосвязь собственно корового гранитообразования и мантийного магматизма, в том числе щелочного; вещественная эволюция разнотипных силикатных магм и их рудный потенциал; геодинамические условия позднепалеозойского магматизма и т.д. Очевидно, что большинство этих проблем имеют давнюю историю, однако факт одновременности проявления разнотипного магматизма, сосредоточенного в пределах относительно небольшого сегмента литосферы, его беспрецедентные масштабы, все это привлекает особое внимание исследователей.

На основании новых U-Pb изотопно-геохронологических данных, полученных по юго-западной части Западно-Забайкальского магматического ареала, с учетом ранее выполненных определений, нами [Цыганков и др., 2010] предложена следующая последовательность магматических событий: 330-310 Ма – известково-щелочные граниты повышенной калиевоности, слагающие Ангаро-Витимский батолит (баргузинский комплекс); 305-285 Ма – высококалиевые кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и гранодиориты с подчиненными габброидами (чивыркуйский комплекс); 305-285 Ма – промежуточные (от высококалиевых до щелочных) граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса; 285-278 Ма – шошонитовая монцонит-сиенит-кварцевосиенитовая интрузивная серия с синплутоническими высококалиевыми базитами (нижне-селенгинский комплекс); 280-273 Ма – щелочнополевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Брянского и Хоринского вулканоплутонических комплексов (ранне-куналейский комплекс). Кроме того, имеются Rb-Sr данные о возрасте сиеногранитов Большекульского массива (282 ± 5 Ма) [Посохов и др., 2005], прорывающих щелочные гранитоиды Хоринского полифазного плутона. Недавно получены новые геохронологические данные (цирконы, SHRIMP-II) о возрасте Безымянного массива Li-F гранитов (291.7 ± 3.7 Ма) [Рампилов, Рипп, 2012], щелочных пород Витимской провинции 294-306 Ма [Дорошкевич и др., 2011; 2012].

Радиогенные и стабильные изотопы обычно используются как наиболее надежные трассеры источников магм. Нами выполнено обобщение опубликованных [Wickham et al., 1996] и новых данных по изотопному составу O и Nd позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья и связанных с ними базитов. В совокупности с ранее полученными U-

Pb геохронологическими и Sr-Nd изотопными определениями намечены основные черты эволюции позднепалеозойского магматизма региона.

Данные по радиогенным и стабильным изотопам демонстрируют постепенные изменения $\epsilon\text{Nd}(T)$, $I(\text{Sr})$ и $\delta^{18}\text{O}$ значений в фельзических (гранитоиды) и мафических породах в течение продолжительного периода времени (около 120 Ma) – от карбона до позднего триаса. Эти изменения можно интерпретировать как систематическое изменение в пропорциях мантийного и корового компонентов в источниках гранитоидных магм. При этом следует иметь в виду, что позднепалеозойские мафические породы (обогащенные калием габброиды и базальты) характеризуются слабо отрицательными или близкими к нулевым значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ [Ярмолюк и др., 2002; Litvinovsky et al., 2011], от -5 до 0. Эти данные подтверждаются нашими новыми определениями по габброидам, входящим в состав чивыркуйского и ниже-селенгинского комплексов (-5÷-4.3). Изотопный состав мафических пород Забайкалья характеризует состав литосферной мантии, которая, вероятно, была обогащена коровыми компонентами на субдукционном этапе конвергенции литосферных плит в раннем палеозое. Этот вывод подтверждается повышенными значениями $I(\text{Sr})$ (0.7050-0.7060), а также резкими отрицательными Nb и положительными Pb аномалиями на графиках распределения элементов-примесей, нормированных по PM, в синплутонических габброидах, мафических включениях и базитах комбинированных даек [Litvinovsky et al., 2011]. Еще одна особенность изотопных данных, это почти полное перекрытие значений $\epsilon\text{Nd}(T)$ в мафических породах и гранитоидах. Так, согласно новым определениям, $\epsilon\text{Nd}(T)$ в гранитах Шараталинского массива (заинский комплекс) варьирует в очень узком диапазоне: - 6.19÷- 7.69, что почти полностью перекрывается с приведенными выше значениями по близковозрастным базитам. Отрицательные $\epsilon\text{Nd}(T)$ в мафических породах затрудняют использование этих данных для выяснения источников магм гранитоидов. Поэтому весьма информативным является изотопный состав кислорода в валовых пробах и минералах базитов и гранитоидов.

Граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит) имеют низкие значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ (- 5.7÷- 7.7), соответствующие протерозойской континентальной коре ($T_{\text{DM}} = 1.6\text{-}1.7$ Ga), что согласуется с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, составляющими 10-12 ‰ в валовых пробах и от 7 до 14 ‰ в титаните, калиевом полевом шпате и кварце. При этом $\delta^{18}\text{O}$ в биотитовом гнейсе из провеса кровли баргузинских гранитов составляет 12.2 ‰, т.е. аналогично гранитам. Следует подчеркнуть, что сами граниты, даже в типично аллохтонной фации, постоянно содержат ксенолиты метаморфических пород. Таким образом, совокупность геологических наблюдений и изотопных данных со всей определенностью указывает на древнекоровый источник гранитов Ангаро-Витимского батолита.

В противоположность известково-щелочным гранитам баргузинского комплекса, более молодые позднепалеозойские щелочные интрузивные породы (ниже-селенгинский и частично перекрывающийся с ним по времени ранне-куналейский комплексы) демонстрируют преобладание мантийного компонента в источнике гранитоидов. Это проявляется в перекрытии $\epsilon\text{Nd}(T)$ значений и более молодом модельном возрасте ($T_{\text{DM}} = 1.27\text{-}1.4$ Ga), показывающем увеличение пропорции астеносферного источника. Изотопный состав кислорода имеет мантийные значения: 6-7 ‰ в валовых пробах гранитоидов и базитах, 3.4-5 ‰ в титаните и около 6 ‰ в цирконе. Часть валовых проб характеризуется повышенным значением $\delta^{18}\text{O}$ (7-8 ‰), что указывает на большую долю корового компонента в отдельных плутонах. В то же время имеются некоторые различия в изотопном составе Nd мафических пород рассматриваемых комплексов. Так, в мафических породах ниже-селенгинского комплекса $\epsilon\text{Nd}(T)$ составляет -4.1÷-5.0, тогда, как в ранне-куналейских базитах, варьирует от -3.5 до 0, указывая на то, что некоторые базиты не связаны с гранитоидами. В фельзических породах эти значения составляют -3.7÷-4.9, и -2.0÷-4.1, соответственно. Эти данные показывают, что, несмотря на значительное временное перекрытие и существенную долю мантийного компонента, протолиты гранитоидов этих

двух комплексов не были одинаковы. Кроме того, есть основания предполагать, что и мантийные источники различались по составу.

Данные по радиогенным и стабильным изотопам из одновременных высококалийевых известково-щелочных монцонитоидов и кварцевых сиенитов чивыркуйского и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов зазинского комплексов характеризуются значениями промежуточными между баргузинскими и ранне-куналейскими гранитоидами, что наиболее отчетливо проявляется по $\delta^{18}\text{O}$ в валовых пробах. Аналогичные закономерности выявляются и по изотопному составу кислорода в минералах, однако в этом случае картина оказывается более сложной. Так, в кварце гранитоидов зазинского комплекса наряду с «промежуточными» значениями $\delta^{18}\text{O}$ (8-10 ‰) присутствуют пробы с более тяжелым изотопным составом (10-12 ‰), перекрывающимся со значениями, характерными для кварцев баргузинских гранитов. То же самое относится к некоторым титанитам из пород чивыркуйского комплекса. Причины этих отклонений могут заключаться в изотопной неоднородности гранитоидов рассматриваемых комплексов. Вместе с тем, следует иметь в виду, что аналитические работы проводились в разное время и в разных лабораториях, поэтому указанные отклонения могут иметь «наведенный» характер.

Таким образом, на основании изотопных данных можно предположить, что в составе салических пород чивыркуйского и зазинского комплексов присутствуют древнекоровый и мантийный компоненты в примерно равных соотношениях. Для проверки этого предположения нами выполнены масс-балансовые расчеты по моделям смешения и фракционной кристаллизации.

Для модели смешения в качестве исходных компонентов принят средний состав габбро первой фазы Бургасского плутона, в качестве салического компонента средний состав гранитов баргузинского комплекса. Масс-балансовые расчеты показывают, что средний состав кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов чивыркуйского комплекса, согласно [Цыганков и др., 2010], может быть получен путем смешения указанных исходных компонентов в пропорции примерно 1:3, при R (сумма квадратов отклонений) = 1.19.

Зазинский комплекс представлен лейкократовыми гранитами и подчиненными по объему кварцевыми сиенитами, выделяемыми в качестве первой интрузивной фазы. Проведенные вычисления показывают, что образование кварцевых сиенитов этого типа путем смешения магм невозможно ни при каких условиях. Лейкограниты, с содержанием SiO_2 73-75 мас. %, также не могут быть результатом простого смешения. Вместе с тем, фракционная кристаллизация гибридной магмы, полученной для чивыркуйского комплекса, дает удовлетворительный результат [Litvinovsky et al., 2011]. При этом фракционирующими фазами (%) являются $\text{Pl}_{40-24.1}$ $\text{Amph}_{-2.4}$, $\text{Bt}_{-5.2}$ и акцессорные минералы ($\text{Fe-Ti}_{-1.8}$, $\text{Ap}_{-0.4}$), а доля остаточного расплава составляет 66% от исходного.

Породы позднеtriasового поздне-куналейского комплекса отличаются от петрографически и геохимически сходных раннепермских щелочных гранитоидов (ранне-куналейский комплекс) позитивными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$. При этом как в гранитоидах, так и в мафических породах $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $I(\text{Sr})$ составляют $+1 \div +4$ и $0.7040-0.7050$ соответственно, при модельном возрасте 0.76-1.1 Ga. Эти данные указывают на когенетичность салических и мафических магм, образовавшихся за счет умеренно деплетированного мантийного протолита. Такая интерпретация согласуется с типично мантийным изотопным составом кислорода в валовых пробах и титаните. Обогащенный мантийный источник предполагается для позднепалеозойских щелочных пород Витимской провинции.

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья дискуссионна. В основном обсуждаются три возможных модели: плюмовая [Ярмолюк и др., 1997], модель активной континентальной окраины [Мазукабзов и др., 2010], постколлизийная модель [Цыганков и др., 2010]. Каждая из этих моделей имеет как достоинства, так и слабые места, однако в целом следует признать, что вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья может быть решен лишь с привлечением данных, «независимых» от собственно гранитоидов.

Таким образом, в течение периода времени, продолжительностью около 120 Ма (с карбона по поздний триас) гранитоидный магматизм эволюционировал от типично корового (Ангаро-Витимский батолит, баргузинский комплекс), до типично мантийного, с постепенным нарастанием доли мантийного компонента в источнике магм. Важно подчеркнуть, что появление мантийных производных, в том числе щелочных пород, судя по имеющимся данным, происходит вслед за формированием доминирующих по объему коровых гранитов Ангаро-Витимского батолита. Вовлечение мантийного компонента происходило путем смешения мантийных (трахибазальтовых) и коровых калийных магм с последующей дифференциацией гибридных расплавов. При этом, в одних случаях доминировало смешение (чивыркуйский комплекс), в других – дифференциация гибридных магм (засинский комплекс). Образование щелочно-гранитоидных расплавов, по-видимому, связано с дифференциацией собственно мантийных производных (щелочных базальтов) при варьировании, но в целом подчиненном, вкладе коровых источников.

Проведенные исследования поддержаны Международным грантом РФФИ и Министерства Науки и Технологий Израиля (№ 06-05-72007), грантами РФФИ-Байкал (№ 05-05-97205), РФФИ-Сибирь (№ 08-05-98017), Интеграционными проектами СО РАН № 37, 17.

Литература

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А. Щелочные породы Витимской провинции (Западное Забайкалье): этапы, условия формирования, источники вещества // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): М-лы сов. Вып. 9. Иркутск, ИЗК СО РАН. 2011, с. 81-83.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. и др. U-Pb геохронология Мухальского щелочного массива // Геология и геофизика. 2012. Т.53. № 2. С. 219-225.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М. и др. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. – Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1993. – 141 с.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. и др. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т.51. № 5. С. 615-628.

Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Литвиновский Б.А. и др. Rb-Sr возраст и последовательность формирования гранитоидов Хоринской вулcano-плутонической структуры Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 6. С. 625-632.

Рампилов М.О., Рипп Г.С. Возраст альбитовых гранитов Западного Забайкалья // Геология Забайкалья. М-конф. Изд-во БНЦ СО РАН. Улан-Удэ, 2012, С. 127-131.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т.2. – М.: Недра, 1967. – 515с.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.

Ярмолук В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451-466.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42-63.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkali magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845-874.

Wickham, S.M., Albertz, A.D., Zandvilevich, A.N. et al. A stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia // Journal of Petrology. 1996. V.37. P. 1063-1095.

НЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЛАТО АГУЙТЫН-НУРУ, ХЭВЭН И ТУМУСУН ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Цыпучкова¹ С.С., Перепелов¹ А.Б., Демонтерова² Е.И.

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: svetats@igc.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, e-mail: dem@crust.irk.ru

Крупнейшей кайнозойской рифтогенной структурой в Центральной Азии является Байкальская рифтовая зона – БРЗ [Логачёв, 2003; Рассказов, 1993; Ярмолюк и др., 2011; Киселев и др., 1979]. В её составе выделяется так называемая Южно-Байкальская вулканическая область – ЮБВО, охватывающая районы от Восточной Тувы до хребта Хамар-Дабан и Прихубсугуль в Северной Монголии и характеризующаяся масштабными проявлениями позднекайнозойских вулканических процессов [Ярмолюк и др. 2003]. В докладе приводятся результаты новых минералого-геохимических исследований трех крупных районов развития неогенового вулканизма ЮБВО – плато Хэвэн, плато Агуйтын-Нуру и плато Тумусун. Согласно реконструкциям структурно-геологического строения Байкало-Хубсугульского региона [Беличенко и др., 2003] вулканическое плато Агуйтын-Нуру расположено в пределах Джидинского террейна, плато Тумусун на территории Хамар-Дабанского террейна, а плато Хэвэн вблизи области их сочленения (рис. 1).

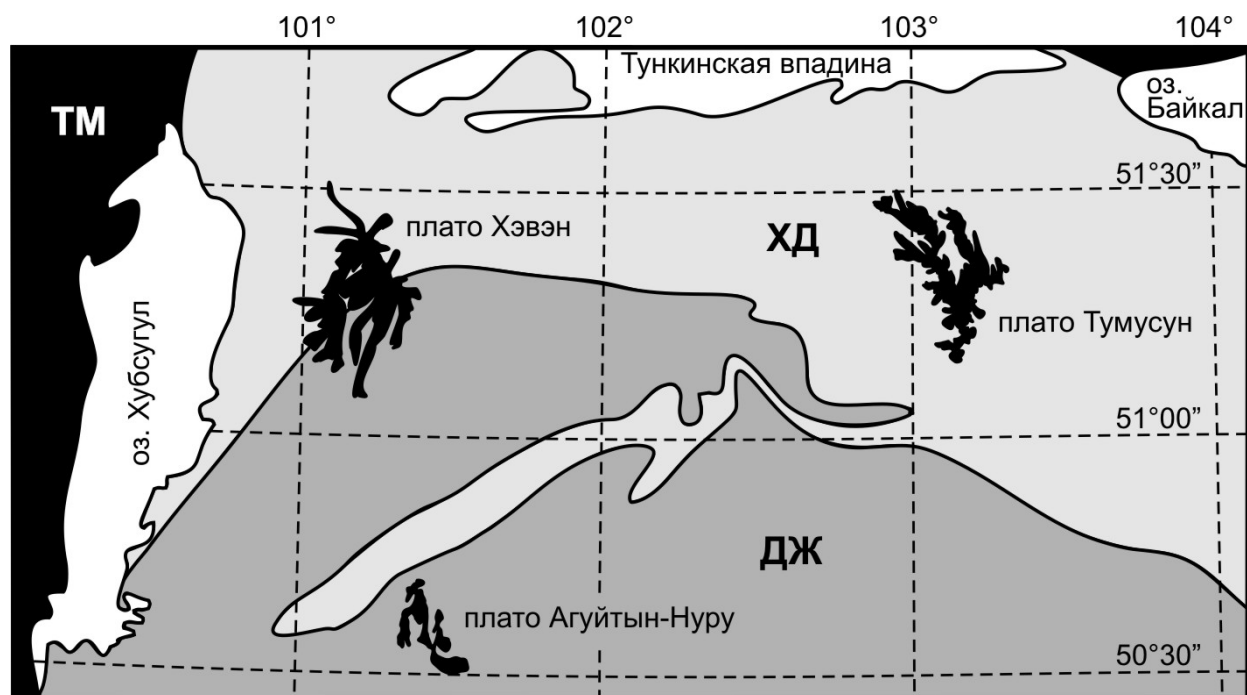


Рис. 1. Схема расположения изученных неогеновых вулканических плато и размещение террейнов в Байкало-Хубсугульском регионе.

Схема составлена по [Беличенко и др., 2003] с изменениями и дополнениями авторов. ДЖ – Джидинский террейн, ХД – Хамардабанский террейн, ТМ – Тувино-Монгольский микроконтинент.

Плато Агуйтын-Нуру (1676 м) расположено в междуречье рек Уур-гол и Аригийн-гол к юго-востоку от озера Хубсугул, имеет размеры 15×19 км, существенно эродировано и рассечено на отдельные фрагменты речными долинами. Лавовые толщи плато общей мощностью до 300-350 м представлены щелочными оливиновыми базальтами, гавайитами, а также трахибазальтами и муджиеритами в верхних горизонтах лавовых толщ. Редкие излияния базанитов обнаружены во впадине долины нижнего течения р. Аригийн-гол.

Плато Тумусун (2369 м) находится на водоразделе верховьев рек Тумусун и Утулик в хребте Хамар-Дабан. Лавовые толщи плато простираются на 27 км в северо-западном и на ~12 км в субширотном направлении. Мощность лавовых покровов достигает здесь до ~500 м. Они представлены щелочными пикробазальтами, оливиновыми базальтами, чаще гавайитами и редко базанитами, обнаруженными в верхней части вулканогенных разрезов.

Плато Хэвэн (2431 м) расположено в восточной части Прихубсугуля. Размеры плато составляют 22×32 км. Плато представляет собой слабо денудированную вулканогенную толщу общей мощностью до 250-300 м. Лавы плато представлены главным образом гавайитами и редко базанитами на завершающей стадии развития вулканической структуры. Полученные нами данные показали их ранне-среднемиоценовый возраст в диапазоне 20-15.5 млн лет.

Характер извержений плато Аригийн-гол и Хэвэн – трещинный, подводные магматические каналы не обнаружены. Напротив, для плато Тумусун характерно широкое развитие даек и неков, указывающих как на трещинный тип извержений, так и на извержения центрального типа. Ксеногенные включения характерны для лав и субвулканических тел плато Тумусун. Среди включений из пород этого плато обнаруживаются как лерцолиты, так и в меньшей степени пироксениты. В вулканическом ареале плато Агуйтын-Нуру ксеногенные включения обнаружены только в базанитах долины р. Аригийн-гол. Это мелкие резорбированные ксенолиты лерцолитов. В лавах плато Хэвэн включения не обнаружены, за исключением редких находок в гавайитах ксеногенных кристаллов оливина (Ol) и клинопироксена (Cpx). В базальтоидах ареалов встречаются оплавленные, дезинтегрированные включения сиалического материала, имеющие, вероятно, коровое происхождение.

Базальтоиды всех исследованных вулканических ареалов обладают сходными минеральными парагенезисами вкрапленников, с преимущественным развитием Ol и редким Cpx. P1-содержащие парагенезисы вкрапленников характерны только для завершающих этапов развития этих вулканических структур.

Расчёт давлений и температур формирования базальтоидных магм изученных вулканических ареалов проведён по эмпирическим геотермометрам [Демонтёрова и др., 2007; Putirka, 2008]. Полученные данные указывают на близкое по глубине происхождение базитовых магм плато Агуйтын-Нуру, Хэвэн и Тумусун. Формирование исходных расплавов для гавайитов вулканического плато Хэвэн происходило при максимальных $P = 21-27 \pm 2.6$ кбар и $T = 1341-1371 \pm 53$ °C, а для базанитов этой структуры при $P = 32$ кбар, $T = 1413$ °C, что отвечает глубинам их формирования $\sim 73-83 \pm 10$ км и $\sim 100 \pm 10$ км, соответственно. Условия образования гавайитовых магм плато Тумусун находятся в интервале $T = 1312-1389$ °C и $P = 22-28$ кбар. Базаниты и пикробазальты этого плато формировались при несколько более высоких значениях $T = 1369-1413$ °C и $P = 29-34$ кбар. Глубины образования гавайитовых магм плато Тумусун заключены в интервале 67-86 км, а пикробазальтовых и базанитовых магм составляют ~88-104 км. Базанитовые магмы плато Агуйтын-Нуру формировались в условиях $T = 1373-1380$ °C, $P = 30-31$ кбар, гавайитовые при $T=1333-1371$ °C и $P=21-28$ кбар и муджиеритовые при $T = 1322-1346$ °C и $P = 17-20$ кбар.

В эволюции составов Ol и Cpx из исследованных базальтоидов в диапазоне $F_{0.85-75}$ и E_{n50-38} , соответственно, фиксируется этап кристаллизации вкрапленников минералов при подъёме расплавов от области магмогенерации к поверхности, а в диапазоне $F_{0.75-45}$ и E_{n43-33} , соответственно, этап кристаллизации субфенокристаллов и микролитов в близповерхностных условиях и в условиях излияния и литификации магм. Кристаллизация вкрапленников Ol в магмах начинается при $T = 1317-1329$ °C и $P = 15-17$ кбар, а Cpx при $T = 1168-1179 \pm 45$ °C и $P = 9-11 \pm 2.6$ кбар.

Несмотря на близкие P-T условия образования и кристаллизации магм, геохимические характеристики базальтоидов изученных плато существенно различаются. Базальтоиды плато Хэвэн и Агуйтын-Нуру обладают более высокими содержаниями LREE, Pb, Sr, U и, напротив, относительно пониженными концентрациями HREE, Y и Sc в сравнении с

породами плато Тумусун. Для гавайитов плато Тумусун величины индикаторных редкоземельных отношений составляют $La/Yb=10-22$, $Gd/Yb=3.0-4.3$, $Th/U=3.1-4.7$, $Sr/Y=26-40$, а для одноименных пород плато Хэвэн и Агуйтын-Нуру – $La/Yb=15-27$, $Gd/Yb=4.0-5.2$, $Th/U=2.8-3.5$, $Sr/Y=35-49$. Базаниты исследуемых плато отличаются от гавайитов более высокими концентрациями многих литофильных (Be, Rb, Th, U, LREE) и высокозарядных элементов (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf).

Изотопные характеристики базальтоидов плато Хэвэн $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.704312-0.704601, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.512867-0.512651, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 17.784-17.985, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.435-15.469, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.607-37.867 и плато Тумусун $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.703870-0.704433, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.512846-0.512761 указывают на несколько менее радиогенный состав Sr для пород последнего.

В докладе на примере вулканических плато Хэвэн, Агуйтын-Нуру и Тумусун рассматриваются модели происхождения и эволюции базитовых магм Хамар-Дабанского и Джидинского литосферных блоков с позиций различий составов магмообразующего мантийного субстрата, различий глубины нахождения Grt-Sp (гранат-шпинелевой) зоны перехода в литосферной мантии, глубины зарождения расплавов, роли степени частичного плавления в образовании магм и процессов их дифференциации. Установлено, что базальтоидные магмы изученных вулканических плато формировались в метастабильной области Grt-Sp фазового перехода в литосферной мантии вблизи термального граничного слоя. Базанитовые магмы формировались на конечных стадиях их магматического развития в области гранат-содержащей мантии в условиях более высоких давлений (рис. 2).

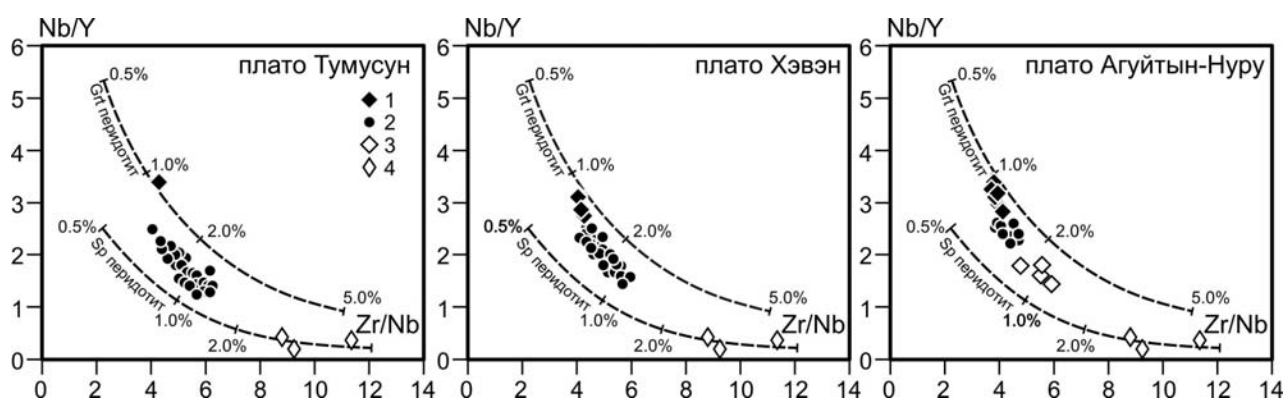


Рис. 2. Диаграмма Nb/Y - Zr/Nb для составов базальтоидов изученных вулканических плато.

Составы пород: 1 – базаниты; 2 – щелочные оливиновые базальты и гавайиты; 3 – трахибазальты и муджиериты; 4 – ксеногенные включения лерцолитов и пироксенитов (плато Тумусун). На графиках показаны кривые и величины степени плавления мантийного магмообразующего субстрата (шпинельсодержащего – Sp и гранатсодержащего – Grt перидотита) по [Harangi, 2001].

Эти наблюдения дают основание предполагать, что в истории формирования лавовых плато были стадии интенсивной вулканической активности с излияниями лав щелочных оливиновых базальтов и гавайитов, а затем, в завершение, заглупление очагов магмообразования, уменьшение степени плавления мантийного субстрата, ослабление вулканической активности и редкие проявления базанитовых магм.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00425_a, Интеграционных проектов СО РАН № 11, 87, Проекта Президиума РАН № 4.3.

Литература

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г., Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. №6. С. 554-565.

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Ясныгина Т.А., Малых Ю.М. Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 93-110.

Киселёв А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А., Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнообразования. – Новосибирск, Наука. 1979. – 197 с.

Логачёв Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391-406.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Наука, 1993. 288 с.

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3-34.

Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 341-362.

Harangi S. Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone- a model for melt generation in a complex geodynamic setting // Acta Vulcanologica. 2001. V. 13. P. 25-39.

Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Minerals, Inclusions and Volcanic Processes // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Soc. Am. 2008. V. 69. P. 61-120.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ НИЖНЕЙ КОРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

**Шацкий^{1,2} В.С., Мальковец² В.Г., Бузлукова² Л.В., Белоусова³ Е.А.,
Гриффин³ В.Л., О'Рэйлли³ С.**

¹*Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: shatsky@igc.irk.ru*

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

³*Национальный исследовательский центр «ГЕМОС», Университет Маккуори,
Сидней, Австралия*

Изучены геохимические особенности нижнекоровых ксенолитов из кимберлитовых трубок Мархинского (Удачная, Комсомольская, Юбилейная, Зарница, Ботуобинская) и Далдынского террейнов (Заполярная). На основании датирования цирконов U-Pb методом и анализа изотопов гафния выделены этапы эволюции нижней коры Якутской алмазоносной провинции Сибирского кратона.

Среди ксенолитов исследованных трубок Далдынского и Алакит-Мархинского полей преобладают гранатовые гранулиты (50-60% от всех изученных ксенолитов) и кристаллосланцы (30%). Также присутствуют двупироксеновые гранулиты (10%) и гнейсы (10%). В трубке Ботуобинская (Накынское поле) отмечены ксенолиты как мафического, так и фельзического составов. В то же время в трубке Заполярная (Верхне-Мунское поле) широко развиты гнейсы и кристаллосланцы.

В трубке Удачная основная часть ксенолитов представлена гранатовыми гранулитами (50% от общего числа ксенолитов, из которых парагенезисы с амфиболом составляют 20%). Встречаются также двупироксеновые гранулиты (10%), кристаллосланцы (30%) и плагиогнейсы (10%). В трубке Ленинградская ксенолиты представлены гранатовыми гранулитами (70%) и двупироксеновыми гранулитами (30%). В трубке Комсомольская нижнекоровые ксенолиты представлены гранатовыми гранулитами (40%), двупироксеновыми гранулитами (30%) и кристаллосланцами (30%). Отличительной особенностью трубки Комсомольская является то, что почти все минералы ксенолитов подвергнуты вторичным изменениям, которые проявлены замещениями каолином плагиоклаза и хлоритоподобными минералами – пироксенов. В трубке Юбилейная ксенолиты представлены гранатовыми гранулитами. Среди исследованных 68 ксенолитов в трубке Ботуобинская 40% представлены гнейсами, 35% – кристаллосланцами и 25% – гранатовыми гранулитами. В трубке Заполярная ксенолиты представлены гнейсами и кристаллосланцами. Размер ксенолитов достигает 20 см.

Оценки температур равновесия для гранатовых гранулитов укладываются в интервал 700-850 °С, для двупироксеновых гранулитов – 750-800 °С, для плагиогнейсов 700-750 °С, для амфиболитов – 600-690 °С. Исследование структур распада в клинопироксенах из гранатовых гранулитов методом просвечивающей электронной микроскопии [Стенина, Шацкий, 1985] показало, что в них присутствуют ламели инвертированного пижонита. Наличие таких ламелей в клинопироксене указывает на то, что температуры кристаллизации пироксенов превышали 1000 °С. Полученные оценки давления для гранатовых гранулитов укладываются в интервал 9-13 кбар, для двупироксеновых гранулитов $P = 8.5-10$ кбар. Для амфиболитов величины давлений составляют около 8 кбар.

Ранее, на основании характера распределения редкоземельных элементов среди мафических гранулитов, из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская, сходных по петрохимическому составу, нами было выделено три группы ксенолитов [Шацкий и др., 2005].

Ксенолиты первой группы характеризуются спектрами РЗЭ, обогащенными легкими редкими землями, отношение $(La/Yb)_N$ составляет 8.60-18.75. Вторую группу представляют гранулиты, характеризующиеся относительно ровным, слабо дифференцированным

спектром распределения РЗЭ, отношение $(La/Yb)_N = 0.87-1.79$). Некоторые ксенолиты демонстрируют слабую отрицательную европиевую аномалию, что указывает на фракционирование плагиоклаза. Ксенолиты третьей группы характеризуются низкими содержаниями РЗЭ и положительной европиевой аномалией отношение $(La/Yb)_N = 5.9-6.7$. Эти данные указывают на то, что ксенолиты третьей группы могут рассматриваться как кумулаты, существенно обогащенные плагиоклазом.

Исследование ксенолитов из трубок Комсомольская и Зарница позволило выделить четвертую группу мафических гранулитов. Они характеризуются дифференцированным характером распределения редких земель. Отношение $(La/Yb)_N = 3.0-8.9$. Почти для всех образцов наблюдается отчетливый европиевый минимум, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза.

На мультиэлементном графике несовместимых элементов, нормализованных на примитивную мантию, все образцы нижнекоровых ксенолитов показывают обогащение легкими лантаноидами. Все образцы характеризуются отрицательными аномалиями титана, тантала, ниобия, циркония, гафния и положительными стронция и бария.

У ксенолитов кристаллосланцев спектры распределения редких земель не отличаются от спектров гранулитов первой группы. Отмечается обогащение легкими редкими землями (~ в 100 раз по сравнению с хондритовыми), слабый Eu-минимум, отношение $(La/Yb)_N = 8.2-19.6$. На мультиэлементной диаграмме отмечаются положительные аномалии Sr, Ba, K.

Редкоземельные спектры ксенолитов гнейсов характеризуются сильным обогащением легкими лантаноидами до уровня 100 хондритовых, иногда наличием слабой положительной Eu аномалии и сильной дифференцированностью распределения $(La/Yb)_N = 17.6-195.5$. В них наблюдаются высокие содержания Rb, Ba, Sr и низкие высокочarged элементов.

Зерна цирконов датировались *insitu* методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LAM-ICPMS) в Национальном исследовательском центре «ГЕМОС», Университет Маккуори, Сидней Австралия. Описание аналитических процедур приведено в работах [Belousova et al., 2001; Jackson et al., 2004]. Изотопы гафния определялись на мультиколлекторном ICPMS Neptun. Аналитические процедуры даны в работах [Griffin et al., 2002, 2004].

Цирконы из ксенолитов мафических гранатовых гранулитов характеризуются на катодоллюминесцентных топограммах однородным внутренним строением или размытой магматической осцилляторной зональностью.

Цирконы из гранатового гранулита из трубки Юбилейная (Yb-27-02) на катодоллюминесцентных изображениях имеют однородное внутреннее строение. Они дают конкордантные $^{207}U/^{206}Pb$ значения ~ 1830 млн лет, $\epsilon(Hf)_t$ в пяти зернах циркона имеет отрицательные значения и варьирует в сравнительно узких пределах от -8.9 до -6.8. Принимая для расчетов среднее коровое значение Lu/Hf отношения равное 0.015 [Griffin et al., 2002] коровый модельный возраст T_{DM2} (предполагая отделение вещества от деплетированной мантии) для этого образца составляет ~ 2.95 млрд лет.

У цирконов из образца гранатового гранулита Ud-01-44 (Grt+Cpx+Amf+Pl) верхнее пересечение дискордии отвечает возрасту 2569 ± 92 млн лет, а нижнее пересечение, где группируется основная масса точек, – 1780 ± 36 млн лет (СКВО=2.0). В этом образце можно выделить три группы цирконов: молодой циркон с конкордантным $^{207}U/^{206}Pb$ возрастом 1722 млн лет и с коровым модельным возрастом $T_{DM2} = 3.79$ млрд лет; более древняя популяция цирконов ($^{207}U/^{206}Pb$ возраст 2530-1976 млн лет; $n = 7$) с $Hf_i > 0.2811$, с коровым модельным возрастом $T_{DM2} = 3.35$ млрд лет; наиболее многочисленная популяция цирконов ($^{207}U/^{206}Pb$ возраст 1992-1830 млн лет; $n = 13$) с коровым модельным возрастом $T_{DM2} = 3.53$ млрд лет.

Цирконы из ксенолита гранатового гранулита трубки Ленинградская Л-9-02 (Grt+Pl+Cpx+Amf+Bt+Scp) дают конкордантный $^{207}U/^{206}Pb$ возраст 1973 ± 3.5 млн лет (СКВО = 0.058), $\epsilon(Hf)_t$ в пятнадцати зернах циркона образуют плотный кластер с отрицательными значениями, близкими к Hf линии эволюции CHUR от -6.3 до -2.9. В одном зерне циркона с $^{207}U/^{206}Pb$ возрастом, составляющим 1939 млн лет, $\epsilon(Hf)_t$ достигает -12.6. T_{DM2} имеет самое

древнее значение равно 3.28 млрд лет, тогда, как для основного кластера среднее значение минимального возраста протолита T_{DM2} составляет 2.77 млрд лет.

В кристаллосланце из трубки Комсомольская К-3-02 (Grt+Pl+Kfsh+Bt+Ilm) у большинства цирконов на катодоллюминесцентных изображениях отсутствует осцилляторная зональность, и только в нескольких зернах отмечается либо четкая, либо размытая магматическая осцилляторная зональность. Цирконы дают значение конкордантного $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1903 ± 17 млн лет ($\text{СКВО} = 0.2$). $\epsilon\text{Hf}(t)$ в пяти зернах циркона имеет как положительные, так и отрицательные значения, близкие к Hf линии эволюции CHUR от 0.6 до -1.6. В самом молодом зерне циркона с $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возрастом, составляющим 1842 млн лет, $\epsilon\text{Hf}(t)$ достигает -4.6. $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов для обеих групп достаточно близок. Зерно с самым низким $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношением может свидетельствовать о наличии более древней популяции цирконов. В этом зерне присутствует осцилляторная зональность, а T_{DM2} имеет самое древнее значение, равное 2.74 млрд лет, тогда как для основного кластера среднее значение минимального возраста протолита T_{DM} составляет 2.56 млрд лет. В этом образце $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ конкордантный возраст интерпретируется нами, как возраст метаморфизма породы.

В образце кристаллического сланца К-69-02 (Grt+Bt+Pl+Kfsp+Scp) осцилляторная зональность центральных частей зерен наблюдается значительно чаще по сравнению с цирконами образца К-3-02. Выявлена более сложная эволюция цирконов и их U/Pb и Hf изотопных систем. Для зерна циркона с конкордантным $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 1977 млн лет коровый модельный возраст $T_{DM2} = 3.77$ млрд лет. В малочисленной группе цирконов ($^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2883-1827 млн лет; $n = 7$) с $\epsilon\text{Hf}(t)$ от -16.3 до -5.1 коровый модельный возраст $T_{DM2} = 3.23$ млрд лет. В наиболее многочисленной популяции цирконов ($^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1997-1878 млн лет; $n = 13$) с $\epsilon\text{Hf}(t)$ от -3.9 до 4.7 коровый модельный возраст $T_{DM2} = 2.58$ млрд лет. В первых двух группах Hf_i варьирует незначительно – в пределах аналитической ошибки определения. Третья многочисленная группа цирконов ($^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1997-1878 млн лет; $n = 13$) имеет значительно более высокие $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения. Цирконы этой группы обладают магматической осцилляторной зональностью, $\epsilon\text{Hf}(t)$ в данной группе варьирует в широких пределах от -3.9 до 4.7. Такие вариации составов можно объяснить добавлением вещества из более молодого мантийного источника ($T_{DM2} = 2.58$ млрд лет) с менее радиогенным изотопным составом Hf – магматическим андерплейтингом.

В цирконах плаггиогнейсов из трубки Ботуобинская (Накынское кимберлитовое поле) зафиксировано несколько этапов корообразования. Наиболее древний конкордантный возраст 2947 млн лет получен для цирконов из плаггиогнейса Вт7-03 (Grt+Qt+Bt+Pl+Orx+Ap). Еще один этап отвечает конкордантному возрасту 2780 млн лет. Также на конкордию ложится точка, отвечающая значению 2406 млн лет. В другом образце плаггиогнейса из трубки Ботуобинская Вт39-03 (Gt+Pl+Cpx+Qt) также зафиксирован возраст 2745 млн лет.

Цирконы из кристаллосланца трубки Заполярная К11-04 (Grt+Cpx+Pl+Bt+Kfsp+Scp) дают конкордантное значение возраста 2.717 млрд лет. Близкие значения получены для цирконов плаггиогнейса Зп 10-04 (Grt+Pl+Cpx+Bt+Rfsp+Amf+Qt) – 2.711 млрд лет, а так же кристаллосланца Зп 201-04 (Cpx+Orx+Pl+Bt) – 2.687 млрд лет.

На основании полученных данных выделяется несколько этапов эволюции земной коры северо-востока Сибирской платформы. Наиболее древние $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ конкордантные возраста индивидуальных зерен цирконов (2.9, 2.7 и 2.4 млрд лет), отвечающие этапам образования коры, фиксируются только в плаггиогнейсах и кристаллосланцах. В то же время модельные возраста свидетельствуют о том, что первая «протогора» Сибирского кратона уже существовала 3.5-3.8 млрд лет назад. Основываясь на гафниевых модельных возрастах (T_{DM2}), можно выделить следующие основные этапы формирования архейской коры центральной части Якутской алмазоносной провинции: 3.8-3.5, 3.35-3.18, 2.95-2.38 млрд лет. Возрастной этап 2.0-1.78 млрд лет отвечает метаморфизму, который в ряде случаев

сопровождался плавлением, и отражает, по мнению О.М. Розена с соавторами [2006], процесс коллизии и амальгамации террейнов Сибирского кратона.

Литература

Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Ротман А.Я., Специус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. №6. С. 3-24.

Стенина Н.Г., Шацкий В.С. Структуры распада в клинопироксенахэклогитоподобных пород // Геология и геофизика. 1985. №3. С. 51-64.

Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоуц Э., Козменко О.А., Митюхин С.И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. 2005. Т.46. №12., С. 1273-1289.

Belousova E.A., Griffin W.L., Shee S.R. Two age populations of zircons from the Timber Creek kimberlites, Northern Territory, as determined by laser-ablation ICP-MS analysis. *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. P. 757-765.

Jackson S.E., Pearson N.J., Belousova, E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. 2004. V. 211. P. 47-69.

Griffin W.L., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos*, 2002. V. 61. P. 237-269.

Griffin W.L., Belousova E., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf- isotopes evidence from detrital zircons // *Precambrian Research*. 2004. V.131. P. 231-282.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИСЛЫХ МАГМ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
e-mail: shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

Проблема происхождения кислых магм и исходного вещества кислой кристаллической коры древних платформ до сих пор не имела убедительного решения. Это связано с тем, что в соответствии с господствующей в геологической науке гипотезой холодной гомогенной аккреции Земли предполагается близкий к ультраосновному пиролитовый исходный состав ее силикатного вещества и мантии. По экспериментальным данным [Грин, 1973] выплавление кварцнормативных магм из мантии такого состава возможно лишь при давлении менее примерно 3-4 кбар. Однако на глубине, соответствующем такому давлению, температура всегда намного меньше, чем необходимо для начала плавления мафических пород.

Чтобы избежать этой неувязки, Д.Х. Грин и А.Е. Рингвуд [1968] предположили, что из мантии сначала выплавлялись основные магмы. Затем они погружались на большую глубину и преобразовывались в кварцсодержащие эклогиты. Из них выплавлялись кислые магмы. Однако в тысячах изученных ксенолитов эклогитов в кимберлитах нигде не отмечается присутствие кислых по составу прожилков и обособлений, что опровергает эту гипотезу. Кроме того, при таком двухэтапном происхождении кислая кристаллическая кора имела бы относительно молодой возраст. Но на самом деле ее породы являются самыми древними, возраст серых гнейсов достигает 4 млрд лет.

Проблему генезиса кислых магм и кристаллической коры решают полученные в последние десятилетия данные об ошибочности гипотезы холодной гомогенной аккреции планет земной группы и доказательства горячего их образования [Wood et al., 1970]. Часть этих доказательств приведена в других материалах автора в этом сборнике. По разработанной модели [Шкодзинский, 2003] выпадавший при аккреции Земли силикатный материал плавился под влиянием импактного тепловыделения и сформировал на ранее возникшем железном ядре глобальный океан магмы. Под влиянием возрастающего давления новообразованных верхних частей его придонный слой кристаллизовался. Осаждавшиеся кристаллы формировали ультраосновные кумулаты, а захороненные среди них расплавы – преимущественно основные по составу эклогиты. Вследствие небольшой еще глубины раннего магматического океана и пониженной силы тяжести, давление на его дне было относительно небольшим (менее 5 кбар). Это обусловило образование толеитовых, кварц-толеитовых, андезитовых и дацитовых по составу остаточных расплавов. Наиболее легкие кислые расплавы всплывали и сформировали верхний кислый слой магматического океана. Так образовался огромный объем исходного вещества кислой кристаллической коры древних платформ.

Вследствие расслоенности по составу в постаккреционном магматическом океане не возникали обширные, от поверхности до дна, конвективные потоки. Поэтому он медленно кристаллизовался и фракционировал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. Как показали расчеты [Шкодзинский, 2003], из кумулатов кислого слоя сформировались серые гнейсы и эндербиты, а из остаточных расплавов – наиболее древние гранитоиды. Огромный объем кислого слоя постаккреционного магматического океана объясняет гигантский объем кислой кристаллической коры древних платформ и массовое образование в ней древнейших гранитоидов.

По мере опускания фронта кристаллизации и фракционирования в средней и основной слои магматического океана преимущественно в протерозое возникали щелочногранитные, монцонитовые и сиенитовые остаточные расплавы и магмы. В фанерозое фракционирование нижнего ультраосновного слоя привело к образованию большинства лампроитовых,

карбонатитовых и кимберлитовых остаточных расплавов и пород. Остаточные расплавы глубинных слоев магматического океана наиболее интенсивно выжимались и всплывали в зонах тектонических деформаций формирующихся древних платформ, которые происходили под влиянием подъема и растекания вещества нижнемантийных плюмов.

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что еще полностью незатвердевшие гранитогнейсы глубинных метаморфических комплексов всплывали и выжимались в процессе тектонических деформаций [Судовиков, 1964; Шкодзинский, 1985]. По мере подъема их метаморфическая структура постепенно преобразовывалась в гипидиоморфнозернистую, и по облику они приближались к магматическим породам, что свидетельствует об их плавлении под влиянием декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения.

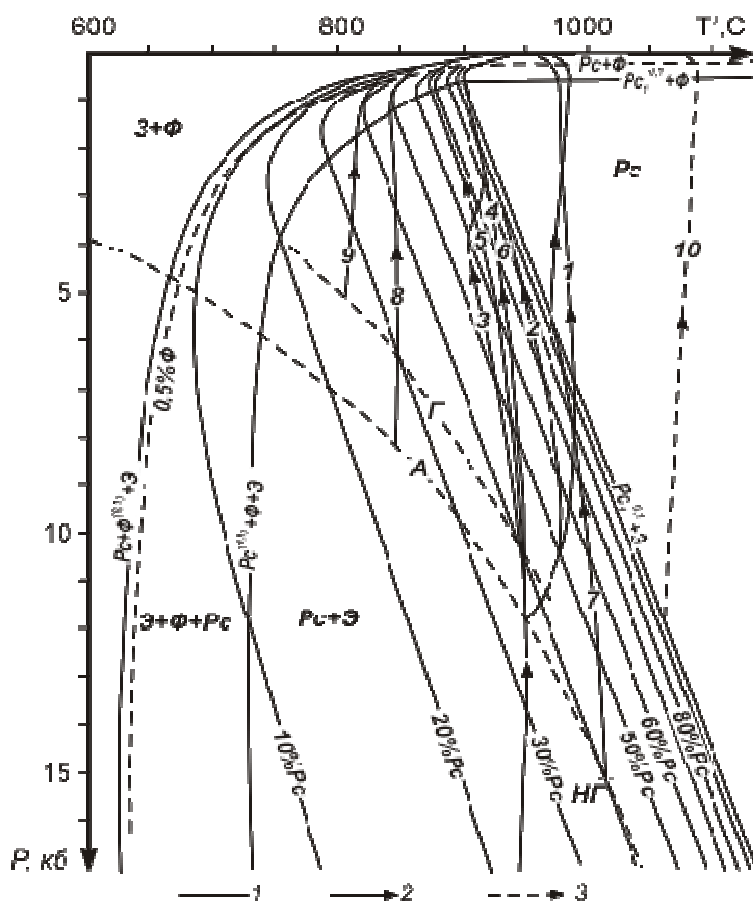


Рис. 1. P-T диаграмма фазового состава гранитных магм с содержанием 1 мас. % H_2O и 0,1 мас. % CO_2 . 1 – границы полей разного фазового состава; 2 – вероятные и 3 – маловероятные варианты эволюции магм при подъеме. А – геотермический палеоградиент Алданского щита, Г – более высокотемпературный градиент, НГ – предполагаемая нижняя граница распространения кислых метаморфических пород в земной коре [Шкодзинский, 1985].

Выполненные расчеты [Шкодзинский, 1985] подтвердили возможность декомпрессионно-фрикционного (реоморфического) преобразования гранитогнейсов в кислые магмы. Как иллюстрирует рис. 1, в случае выжимания гранитогнейсов под влиянием тектонического давления в 3 кбар (линии 1-7) в результате их декомпрессионно-фрикционного переплавления содержание расплава в них увеличивалось на 65 %. Таким образом, в складчатых областях с кислой кристаллической корой в результате вязкого течения под влиянием одностороннего давления происходило преобразование наиболее легкоплавких пород этой коры в кислые магмы. Мощность кристаллической коры на континентах может достигать нескольких десятков километров. Поэтому объем возникших в ней кислых магм мог быть колоссальным.

Вследствие относительно небольшой температуры таких магм на малоглубинных этапах подъема в них происходили процессы декомпрессионного затвердевания. Поэтому они чаще всего были не способны изливаться на земную поверхность и формировали преимущественно гранитоидные

интрузии. Такое происхождение имеют гранитные батолиты, широко распространенные в складчатых областях. Проблема их происхождения интенсивно обсуждалась в прошлом столетии, но не нашла убедительного решения. По разработанной модели обычно округлые очертания гранитоидных батолитов обусловлены относительно небольшой температурой и поэтому очень высокой вязкостью их магм. С этим же и с формированием в кристаллической коре связано частое присутствие в них ксенолитов кристаллических метаморфических пород.

Гранитогнейсовые купола, широко распространенные в глубинных частях коллизионных областей, являются недоразвитыми гранитными батолитами или корневыми частями последних.

Образование гранитных батолитов путем декомпрессионно-фрикционного переплавления продуктов затвердевания кислого слоя магматического океана подтверждается идентичностью их состава с раннедокембрийскими гранитоидами. Это иллюстрирует рис. 2, на котором величина SiO_2/CaO по горизонтальной оси является чутким показателем степени фракционирования при образовании исходных магм, а значение $(\text{Al}-2\text{Ca})/(\text{Na}+\text{K})$ по вертикальной оси обратно величине щелочности при формировании гранитоидов [Шкодзинский и др., 1992]. Судя по многочисленным экспериментальным данным, последняя величина примерно отражает глубинность фракционирования при формировании кислых расплавов.

На рисунке поле состава гранитоидов коллизионного Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области почти идеально точно совпадает с полем раннедокембрийских гранитоидов Алданского щита. Поле коллизионных гранитоидов лишь немного дальше простирается в сторону очень высоких значений SiO_2/CaO . Это вполне закономерно, так как их исходное вещество было переплавлено под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения и иногда подвергалось более глубоким процессам внутрикамерного фракционирования, чем глубинных древних гранитоидов. Продуктом очень глубокого малобарического внутрикамерного фракционирования кислых магм являются редкометальные литий-фтористые граниты, которые образуются на постскладчатой стадии эволюции коллизионных областей [Шкодзинский и др., 1992].

При подъеме нижнемантийных плюмов содержащиеся в них тела эклогитов должны в первую очередь переплавляться под влиянием огромной декомпрессии с формированием толеитовых и кварц-толеитовых магм. Очаги таких магм в плюмах фракционировали под влиянием остывания и увеличения давления при перемещении под толстую литосферу астеносферными потоками с образованием в относительно малоглубинных условиях кислых остаточных расплавов и магматических пород, изредка встречающихся на океанических островах. В массовом количестве такие расплавы и кислые магматические породы возникали в зонах субдукции в результате глубокой кристаллизации очагов толеитовых магм под влиянием интенсивного охлаждения их опускающейся холодной океанической плитой. Это объясняет широкое распространение кислых магматических пород во многих зонах субдукции. Расплавы таких пород возникали в наиболее глубинных условиях, что отражает часто пониженную их глиноземистость (рис. 2) и повышенную щелочность.

Таким образом, единственным процессом, приводившим к образованию кислых по составу расплавов, является малобарическое магматическое фракционирование. На стадии

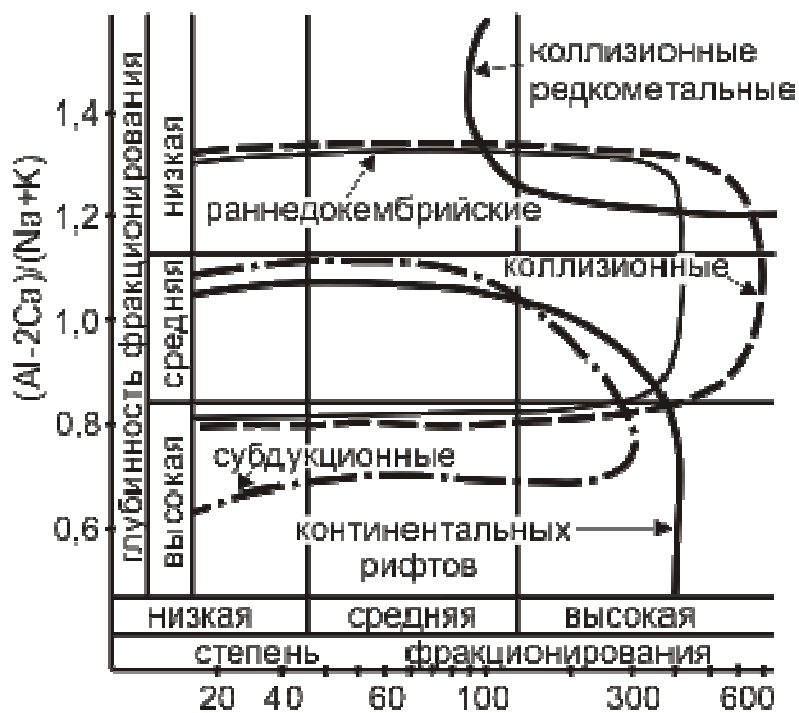


Рис. 2. Соотношение $K_{\text{Al}} = (\text{Al}-2\text{Ca})/(\text{Na}+\text{K})$ и SiO_2/CaO в гранитоидах: раннедокембрийских, коллизионных, редкометальных, субдукционных и континентальных рифтов [Шкодзинский, Зедгенизов, 2004].

аккреции Земли такое фракционирование в придонной части раннего магматического океана привело к возникновению главной массы кислого вещества земной коры и образовавшихся в ней гранитоидов. Оно обусловило относительно высокое содержание кремнекислоты в формировавшихся толеитовых и кварц-толеитовых эцлогитах нижней мантии. Последующее малоглубинное фракционирование магматических очагов такого состава приводило к образованию кислых магм зон субдукции и некоторых океанических островов. Полученные результаты подтверждают справедливость представлений первой половины прошлого века о ведущей роли магматического фракционирования в формировании разнообразия состава магматических пород и ошибочность более поздних взглядов о возникновении различных магм путем выплавления с участием гипотетических процессов глубинного метасоматоза.

Литература

Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242-261.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. – М.: Мир, 1968. С. 118-131.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. – Л.: Изд. ЛГУ, 1964. – 549 с.

Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. – М.: Наука, 1985. – 232 с.

Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. – 240 с.

Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Природа особенностей состава кислых магматических пород в различных геодинамических обстановках // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 34-37.

Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1992. – 237 с.

Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosites and geophysical model of Moon // Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. V. 1. P. 965-989.

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫМ СИЛИКАТАМ ЩЕЛОЧНЫХ ТРАХИТОВ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Щербаков¹ Ю.Д., Карманов² Н.С., Перепелов¹ А.Б.

¹Институт геохимии им А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: scherb@igc.irk.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: krm@uiggm.nsc.ru

Трахиты наиболее распространены среди вулканических ассоциаций пород внутриконтинентальных рифтовых структур и океанических островов. Примером служат Восточно-Африканский рифт [Black et al., 1998], Гавайские острова [Cousens et al., 2003] и Канары [Carracedo et al., 2001]. Значительно реже они встречаются в зонах перехода океан-континент, то есть в структурах активных континентальных окраин и развитых островных дуг. В Курило-Камчатской островодужной системе трахиты обнаружены в районе вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в строении раннеплейстоценовых вулканов Большой, Нюлкандя и Белоголовский [Вольнец и др., 1984]. Нами в 2005-2010 гг. совместно с сотрудниками ИВиС ДВО РАН и МГУ проведено геологическое доизучение вулканических комплексов вулканов Большой и Белоголовский и получены детальные минералого-геохимические характеристики обнаруженных в их строении трахитов (рис. 1).

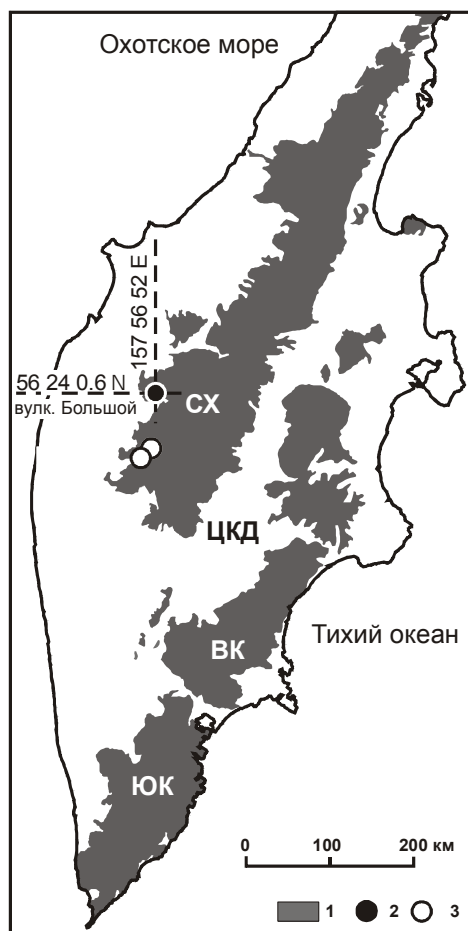


Рис. 1. Схема расположения проявлений трахитов на территории островодужной системы Камчатки.

1 – вулканические пояса, 2 – вулкан Большой, 3 – вулканы Белоголовский и Нюлкандя.

комплексов вулканов Большой и Белоголовский и получены детальные минералого-геохимические характеристики обнаруженных в их строении трахитов (рис. 1).

Щелочные трахиты указанных вулканов входят в состав пород щелочной базальт–трахит–трахириолит–комендитовой серии. Структура трахитов порфирировая, основная масса пород (матрикс) в высокой степени раскристаллизована, вкрапленники представлены (табл. 1) клинопироксеном (Срх), К-На полевыми шпатами (Kfs) и слюдой (Bt). На уровне субфенокристаллов, кроме того, присутствуют амфиболы (Amph), титаномагнетит (TiMgt), ильменит (Ilm) и апатит (Ap). Среди микролитов определены Срх, ортопироксен (Орх), Amph, циркон, бадделит, Ap, TiMgt, Ilm, а также La-Ce содержащие минералы группы шевкинита близкие по составу к дингдаохенгиту-(Ce), и в меньшей степени маониупенгиту-(Ce), имеющим формулы $(Ce,La)_4Fe^{2+}(Ti,Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_2Ti_2Si_4O_{22}$ и $(REE,Ca)_4(Fe^{3+},Ti,Fe^{2+})(Ti,Fe^{3+},Fe^{2+},Nb)_4Si_4O_{22}$, соответственно (табл. 2). Это подтверждается присутствием в обнаруженных TR-содержащих силикатах значимых концентраций Nb. Из-за отсутствия данных рентгеноструктурного анализа это сходство, тем не менее, недостаточно для отнесения минералов к той или иной разновидности. Вкрапленники полевых шпатов представлены анортоклазами и Na-санидинами ($Or_{19-48}; Ab_{43-70}An_{0-11}$) (рис. 2). Микролиты, субфенокристаллы и вкрапленники Kfs не зональны и не имеют существенных различий по составу. Вкрапленники Срх, напротив, зональны с повышением ферросилитовой составляющей от центра к краю кристаллов ($Wo_{36-45}Fs_{21-50}$). На классификационной диаграмме точки составов Срх соответствуют полям авгита и ферроавгита. С помощью

эмпирических геотермобарометров [Putirka, 2008] были получены данные о температуре кристаллизации вкрапленников ($T=1045-1072^{\circ}\text{C}$, $P=9-14.9$ кбар) и микролитов ($969-976^{\circ}\text{C}$).

Таблица 1.

Представительные анализы минералов трахита вулкана Большой (мас. %).

Минерал	Срх		Орх	Kfs		Mgt	Ilm		Bt ³	Amph	
	В	М	М	В	М	М	М	М	В	М	М
SiO ₂	51.54	49.31	48.50	63.65	66.75	0.36	0.28	0.00	36.30	52.03	45.93
TiO ₂	0.28	0.65	0.17	20.75	19.10	18.55	51.44	48.32	7.47	0.58	1.78
Al ₂ O ₃	0.89	0.34	0.00	0.21	0.74	0.42			14.10	1.51	2.32
Fe ₂ O ₃	2.81	2.71	1.24			31.67	5.57	4.98		4.97	10.93
FeO	11.76	1.74	1.24			47.30	40.42	43.40	11.76	8.12	10.75
MnO	1.10	1.74	2.25			1.45	1.60	2.03	0.00	0.83	0.87
MgO	11.34	8.71	12.42				2.55	0.36	15.92	16.05	11.28
CaO	20.34	16.44	4.30	2.41	0.27					8.12	7.68
Na ₂ O	0.59	0.63	0.27	8.01	7.36				1.06	4.43	3.75
K ₂ O				3.51	6.48				8.14	0.87	0.93
Nb ₂ O ₅								2.45			
Сумма	100.4	98.5	96.0	100.7	98.5	99.8	101.9	101.5	96.1	97.5	96.2
Wo/An	43.0	36.8	9.9	1.3	11.4						
En/Ab	33.4	27.1	39.7	36.2	19.8						
Fs/Or/Fe#	23.6	36.1	50.4	62.5	68.8	100.0	91.2	98.7	29.3	31.9	51.6

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории рентгеноспектрального анализа ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510LV с EDS INCA Energy-350+. Фазы: в – вкрапленник, м – микролит. Для Bt дано общее Fe в виде FeO.

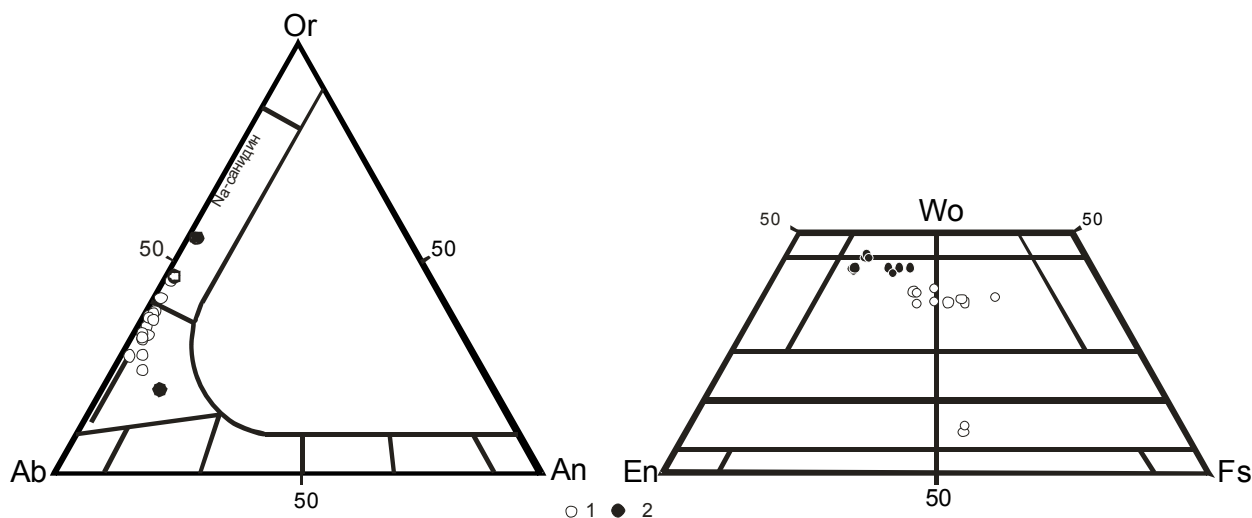


Рис. 2. Составы пироксенов и полевых шпатов трахитов вулкана Большого. 1 – микролиты; 2 – вкрапленники.

Микролиты Орх отвечают по составам пижониту ($\text{Wo}_{8-9}\text{Fs}_{50}$). Слюды представлены не зональным Bt ($\text{Mg}_{\#66-70}$). Микролиты ильменитов содержат до 2.5 мас.% Nb. Amph трахитов отвечают по составу рихтерита ($\text{Fe}_{\#} 31.9$ Na 1.2 ф.е) и магнизиальному катафориту ($\text{Fe}_{\#} 51.6$, Na 1.1 ф.е). Обнаружение Na-Ca Amph подтверждает высокую натровую щелочность трахитового расплава и отнесение этих пород к щелочной группе. В апатите содержания F достигают 2.9-5.1 мас.%.

Сравнение распределения магматофильных элементов для трахитов различных геодинамических обстановок показывает, что трахиты вулканов Большого и Белоголовского обладают характеристиками сходными с трахитами океанических островов и внутриконтинентальных рифтовых зон (рис. 3).

Таблица 2.

Составы (мас.%) и кристаллохимические формулы (ф.е.) TR-содержащих минералов из трахитов вулкана Большого

№ п/п	1	2	3	4
SiO ₂	18.80	18.98	18.51	19.17
TiO ₂	16.56	16.36	15.86	15.91
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.32	0.40
FeO	8.15	8.14	6.72	8.07
Fe ₂ O ₃	2.47	2.77	4.65	3.02
MgO	н.о.	н.о.	0.25	н.о.
CaO	4.31	4.30	3.47	3.75
K ₂ O	н.о.	н.о.	0.17	0.12
Ce ₂ O ₃	20.30	19.60	20.31	20.50
La ₂ O ₃	15.83	16.58	15.91	14.27
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	1.25	1.22
Nd ₂ O ₃	2.95	1.87	2.85	3.27
ThO ₂	0.65	0.66	0.99	0.67
ZrO ₂	1.85	2.07	1.15	1.58
Nb ₂ O ₅	2.98	2.76	2.63	2.92
Сумма	94.85	94.10	95.04	94.87
K			0.046	0.032
Ce	1.577	1.525	1.585	1.588

	1	2	3	4
La	1.239	1.300	1.251	1.114
Pr			0.097	0.094
Nd	0.224	0.142	0.217	0.247
Ca	0.980	0.979	0.793	0.850
Th	0.031	0.032	0.048	0.032
A(4)	4.1	4.0	4.0	4.0
Fe ⁺²	1.0	1.0	1.0	1.0
Fe ⁺²	0.446	0.448	0.198	0.428
Fe ⁺³	0.394	0.444	0.745	0.481
Ti	0.643	0.615	0.542	0.532
Al			0.080	0.100
Nb	0.286	0.265	0.253	0.279
Zr	0.191	0.215	0.120	0.163
Mg			0.079	
B(2)	2.0	2.0	2.0	2.0
Ti	2.0	2.0	2.0	2.0
Si	4.0	4.0	3.9	4.1
ΣK	13.0	13.0	13.0	13.0
ΣA	22.0	22.0	22.0	22.0

Примечание. Разделение FeO и Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии минералов. ΣK – сумма катионов, ΣA – сумма анионов.

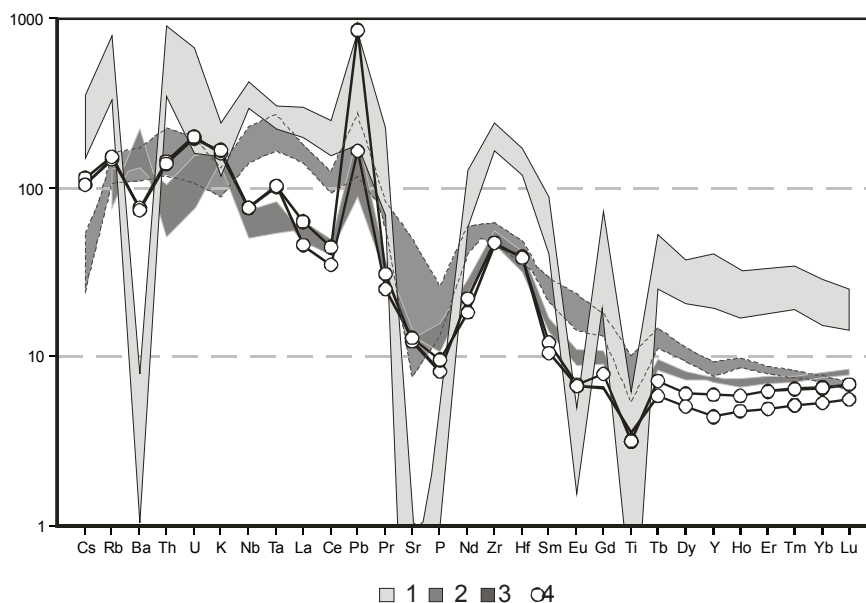


Рис 3. Диаграмма распределения магматофильных элементов в трахитах различных геодинамических обстановок.

1 – внутриплитные трахиты (вулкан Пектусан) [Porov et al., 2005], 2 – трахиты Канарских островов [Carracedo et al., 2001], 3 – трахиты вулкана Белоголовского, 4 – трахиты вулкана Большого. Содержания элементов в трахитах (ppm) нормированы на примитивную мантию [Sun S.S., McDonough, 1989].

Максимумы нормированных концентраций высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) характерны для трахитов всех отмеченных обстановок. При этом трахиты вулкана Большого и Белоголовского резко выделяются максимумами по Pb и сходны по уровню содержаний многих

элементов с внутриплитными трахитами вулкана Пектусан [Popov et al., 2005], тогда, как по содержаниям U и Th они сходны с трахитами океанических островов. Общей характеристикой трахитов всех рассматриваемых обстановок является наличие минимумов Sr, P и Ti, наиболее ярко проявленных для трахитов внутриплитного типа. Присутствие минимума Ba обнаруживается только у пород вулкана Пектусан и трахитов вулкана Большого. Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в трахитах Камчатки отличаются более низкими уровнями в сравнении с трахитами океанических островов, что может являться показателем того, что источником расплавов для них служила деплетированная мантия. Европиевый минимум характерен только для внутриплитных трахитов ($Eu^* = 0.2-0.6$), тогда, как для трахитов Камчатки и океанических островов он не столь выражен.

Трахиты Камчатки нельзя однозначно отнести к рифтогенному внутриконтинентальному типу, или к типу океанических островов. Это, вероятно, связано с множественностью источников исходных магм, эволюция которых привела к формированию трахитов этой островодужной системы. Источниками трахитовых расплавов могли быть щелочные базальтоиды переходного типа, широко распространенные в Срединном хребте Камчатки [Вольнец, 1993]. Сами щелочные базальты Камчатки, соответственно, также должны были являться продуктами различных мантийных источников. К этим источникам могут быть отнесены надсубдукционная метасоматизированная мантия и мантия EM-I типа. Для того, чтобы объяснить условия взаимодействия этих двух главных источников в условиях островодужной системы Камчатки, нам необходимо предполагать субдукционное окно (slab window). Такая структура могла образоваться в момент заложения новой зоны субдукции на Восточной Камчатке в позднем миоцене, с одновременным отмиранием палеозоны субдукции плиты Кула под Срединным хребтом. Начало погружения плиты Кула в астеносферную мантию и, вероятно, ее разрушение могло привести к образованию такого субдукционного окна. Трахиты, как и ассоциирующие с ними комендиты, явились крайним выражением процессов дифференциации поднимающейся щелочно-базальтовой магмы. В целом вещественными признаками трахитов Камчатки можно назвать высокую Na щелочность, низкие содержания Ti, P, Sr, высокие содержания Pb и проявление уникальной редкоземельной минерализации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-01009_a и Интеграционного проекта СО РАН № 79.

Литература

Вольнец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н. Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки // Доклады АН СССР. 1984. Т. 274 № 5. С. 1185-1188.

Вольнец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М. 1993. – 67 с.

Black S., Macdonald R., Barreiro B.A., Dunkley P.N., Smith M. Open system alkaline magmatism in northern Kenya: evidence from U-series disequilibria and radiogenic isotopes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 131. № 4. P. 364-378.

Carracedo J. C., Badiola E. R., Guillou H., de la Nuez J., Perex Torrado F. J. Geology and volcanology of la Palma and el Hierro, western Canaries // Estudios Geol. (Madrid). 2001. V. P. 175-273.

Cousens, B.L., Clague, D.A., and Sharp, W.A. Chronology, chemistry, and origin of trachytes from Hualalai volcano, Hawaii // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. 1078, 27 PP.

Popov V.K., Sakhno V.G., Kuzmin Ya.V., Glascock, Choi B.K. Geochemistry of Volcanic Glasses from Parktusan volcano // Doklady Earth Science. 2005. V. 403. № 5. P. 803-807.

Putirka, K. D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008 V. 69. P. 61-120.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society special publication. No 2. Blackwell Scientific Publications. 1989. P. 313-346.

ОПТИМИЗАЦИЯ УСЛОВИЙ ИЗМЕРЕНИЯ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОГО С ИНДУКТИВНО-СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ АНАЛИТИЧЕСКОГО СИГНАЛА ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ПРИБОРА С МАГНИТНЫМ СЕКТОРОМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ: ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИМЕСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕЛОГИЧЕСКИХ ПРОБАХ

Смирнова Е.В., Ложкин В.И., Мысовская И.Н.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск. e-mail: smirn@igc.irk.ru

Метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) был разработан в 1980 годах специально для анализа геологических проб. К настоящему времени – это наиболее эффективный высокочувствительный метод анализа, позволяющий одновременно определять почти все химические элементы с низкими пределами обнаружения (ПО) и широким диапазоном концентраций до 8-9 порядков в рамках одного измерения. Несмотря на то, что твердые пробы, газы и жидкости могут быть анализированы с помощью ИСП-МС, наиболее низкие ПО наблюдаются при введении в плазму растворов проб. Требования к обеспечению качества анализа включают аспекты пробоподготовки, калибровки, минимизации интерференций и матричного эффекта, а также «чистоты» реагентов и лабораторного оборудования.

Современные методы ИСП-МС анализа используют масс-спектрометры (МС) квадрупольные или с магнитным сектором высокого разрешения. Преимуществами квадрупольных ИСП-МС является более низкая коммерческая стоимость, высокая скорость анализа, возможность автоматизации и несложность в обслуживании прибора. В то же время пределы обнаружения для них на 2-3 порядка величины выше [Linge, Jarvis, 2009] и недостаточны для определения примесных элементов в таких типах горных пород, как ультраосновные, кварциты, известняки, сподуменовые пегматиты и другие, требующие для анализа величин ПО на уровне нг/г. Для анализа подобных пород, а также некоторых минералов, предпочтительнее использовать ИСП-МС приборы с магнитным сектором. Наряду с чрезвычайно низкими пределами обнаружения они дают возможность практически полностью исключить интерференции за счет регистрации ИСП-МС сигнала в режимах среднего и высокого масс разрешений, предусмотренных в приборе.

Задача настоящей работы состояла в исследовании аналитических возможностей высокочувствительного МС прибора *ELEMENT2 (Finnigan MAT, Germany)* с целью их эффективного использования при разработке методики, позволяющей определять следовые и ультраследовые содержания таких важных для геохимии элементов, как редкоземельные (РЗЭ), высокозарядные (Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, Y и Sc), Rb, Sr, Ba и некоторые другие. В связи с этим необходимо было оценить во всех трех режимах масс разрешения (R) – низкого LR (**L**ittle), среднего MR (**M**edium) и высокого HR (**H**igh) – следующие характеристики: уровень основных интерференций, стабильность ИСП-МС сигнала в течение всего дня измерений, возможные проявления матричных эффектов, пределы обнаружения и на этой основе выбрать оптимальные режимы прибора.

Экспериментальная часть.

Экспериментальные исследования выполняли на масс-спектрометре высокого разрешения *ELEMENT2* с использованием заземляющего электрода. Операционные параметры – стандартные для этого МС. Чувствительность ИСП-МС сигнала в LR составляет 1 000 000 имп./с на 1 нг/мл In. В режимах MR и HR она существенно уменьшается (соответственно в 20 и ~ 90 раз). Разрешение (M/ΔM) при LR, MR и HR равно 300, 4000, 10000, где M – массовое число изотопа, ΔM – разность массовых чисел между двумя соседними пиками. Для сравнения: квадрупольные масс-спектрометры по разрешающей способности соответствуют низкому разрешению – LR, и имеют ниже чувствительность: ~ 50 000 имп./с на 1 нг/мл In (что приблизительно соответствует режиму MR). Внутренний стандарт – ¹⁰³Rh (2 нг/мл). Используемые для экспериментов растворы

готовили путем последовательного разбавления сертифицированных многоэлементных растворов (Spex, США.) Кислотность растворов – 2-3% HNO₃. В работе использовали воду, очищенную с помощью аппарата Millipore-ELIX-3 (Millipore SA, Франция). Другие детали пробоподготовки, в том числе процедуры разложения стандартных образцов (СО), описаны нами в работе [Smirnova, 2003].

Изотопы, спектральные помехи и выбор разрешения

Таблица 1.

Основные наложения на предпочтительные изотопы определяемых элементов
(в скобках даны требуемые режимы разрешения по массам MR или HR).

m/z	Элемент (А, %)	Основные наложения
45	Sc (100)	²⁹ Si ¹⁶ O (MR), ⁹⁰ Zr ⁺⁺ (>HR)
85	Rb (72.17)	⁴⁸ Ti ³⁷ Cl (>HR), ⁵⁰ Ti ³⁵ Cl (>HR), ⁵⁰ Cr ³⁵ Cl (>HR), ⁴⁹ Ti ³⁶ Ar (>HR), ⁴⁵ Sc ⁴⁰ Ar (>HR)
86	Sr (9.86) Kr (17.37)	⁴⁰ Ca ³⁷ Cl (HR), ⁴² Ca ³⁵ Cl (>HR)
88	Sr (82.58)	⁷² Ge ¹⁶ O (HR), ⁴⁸ Ti ⁴⁰ Ar (>HR), ⁵¹ V ³⁷ Cl ⁵² (>HR), ⁵² Cr ³⁶ Ar (>HR)
89	Y (100)	⁷³ Ge ¹⁶ O (HR), ⁴⁹ Ti ⁴⁰ Ar (>HR), ⁵⁴ Fe ³⁵ Cl (>HR), ⁸⁸ Sr ¹ H (>HR)
90	Zr (51.45)	⁷⁴ Ge ¹⁶ O (HR), ⁵⁴ Fe ³⁶ Ar (>HR), ⁵⁵ Mn ³⁵ Cl (>HR), ⁵⁰ Ti ⁴⁰ Ar (>HR), ⁵⁰ Cr ⁴⁰ Ar (>HR)
93	Nb (100)	⁵⁷ Fe ³⁶ Ar (>HR), ⁵⁶ Fe ³⁷ Cl (>HR), ⁵⁸ Ni ³⁵ Cl, (>HR), ⁵³ Cr ⁴⁰ Ar (>HR)
135	Ba (6.592)	⁹⁵ Mo ⁴⁰ Ar (MR)
138	Ba (71.7) La (0.09) Ce (0.25)	¹²² Sn ¹⁶ O (>HR)
151	Eu (47.82)	¹³⁵ Ba ¹⁶ O (HR)
157	Gd (15.68)	¹⁴¹ Pr ¹⁶ O (HR)
158	Gd (24.87)	¹⁵⁸ Dy (>HR), ¹⁴² Ce ¹⁶ O (HR), ¹⁴² Nd ¹⁶ O (HR)
160	Gd (21.90)	¹⁶⁰ Dy (>HR), ¹⁴⁴ Nd ¹⁶ O (HR), ¹⁴⁴ Sm ¹⁶ O (HR)
159	Tb 100.0	¹⁴³ Nd ¹⁶ O (HR)
162	Dy 25.53	¹⁴⁶ Nd ¹⁶ O (HR)
163	Dy 24.97	¹⁴⁷ Sm ¹⁶ O (HR)
165	Ho 100.0	¹⁴⁹ Sm ¹⁶ O (HR)
166	Er 33.41	¹⁵⁰ Nd ¹⁶ O (>HR), ¹⁵⁰ Sm ¹⁶ O (HR)
167	Er 22.94	¹⁵¹ Eu ¹⁶ O (HR)
169	Tm 100.0	¹⁵³ Eu ¹⁶ O (HR)
172	Yb 21.82	¹⁵⁶ Gd ¹⁶ O (HR)
173	Yb 16.13	¹⁵⁷ Gd ¹⁶ O (HR)
175	Lu 97.41	⁵⁹ Tb ¹⁶ O (HR)
178	Hf (27.14)	¹³⁸ Ba ⁴⁰ Ar (MR), ¹⁶² Dy ¹⁶ O (MR)
181	Ta (99.99)	¹⁴¹ Pr ⁴⁰ Ar (MR)

Примечание. А – природная изотопная распространенность (%)

Одним из существенных ограничений ИСП-МС метода являются спектральные помехи (интерференции), вызванные присутствием в плазме ионов, имеющих те же значения *m/z* (отношение массы иона к его заряду), что и определяемый элемент (аналит). Наложения масс-спектров одно- или двухзарядных ионов различных элементов и/или их полиатомных ионов на спектры изотопов аналитов могут давать существенные систематические погрешности (завышение результатов анализа) и приводить к ухудшению пределов обнаружения.

К настоящему времени благодаря многочисленным исследованиям разных авторов обозначен круг приоритетных изотопов для определения всех элементов, однако, даже они имеют существенные интерференции. В табл. 1. приведены основные спектральные

наложения ионов мешающих компонент на аналитические изотопы элементов: Sc, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, РЗЭ, Hf и Ta (не даны изотопы ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , $^{143}, ^{146}\text{Nd}$, $^{147}, ^{149}\text{Sm}$, ^{232}Th и ^{238}U – практически свободные от интерференций). Видно, что для большинства изотопов исследуемых элементов необходимо высокое разрешение, однако, в режиме HR чувствительность ИСП-МС сигнала существенно уменьшается по сравнению с MR – интенсивность определяемого элемента при следовых и ультраследовых содержаниях становится близка к фону. Кроме того, некоторые интерференции не значимы при низких содержаниях мешающих компонент. Поэтому на практике оптимальный режим разрешения обычно выбирается индивидуально в зависимости от соотношений концентраций мешающего и определяемого элементов.

Стабильность аналитического сигнала.

На рис.1 показан дрейф в MR и HR нормализованной интенсивности ($I_{\text{изотоп}}/I_{\text{Rh}}$) через каждые 30 мин в течение трех часов при измерении СО JGb-1 (автоклавное разложение, фактор разбавления – 2000 раз).

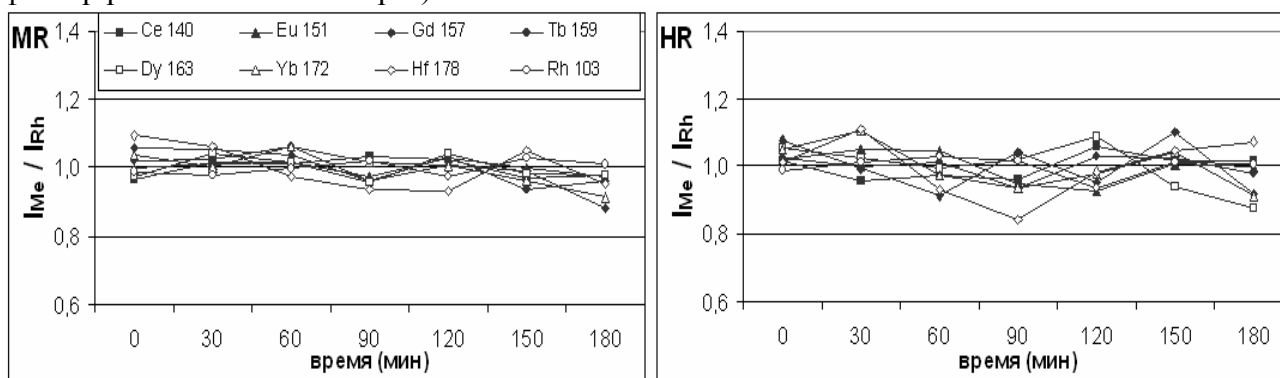


Рис 1. Временной дрейф в режимах MR и HR относительной интенсивности ($I_{\text{изотоп}}/I_{\text{Rh}}$) некоторых изотопов РЗЭ для раствора JGb-1. Значения интенсивностей каждого изотопа нормализованы к их средней величине.

Как видно из рис. 1, стабильность нормализованной интенсивности, определенная как $(I_{\text{изотоп}}/I_{\text{Rh}}) / (I_{\text{изотоп}}/I_{\text{Rh}})_{\text{средн}}$, в HR хуже, чем в MR, поэтому в рутинном анализе высокое масс разрешение следует использовать только в случаях значительных интерференций.

Матричный эффект

Макрокомпоненты проб, такие, как K, Na, Ca, Mg и некоторые другие, могут влиять на ИСП-МС интенсивность примесных элементов (так называемый матричный эффект). В настоящей работе на примере стандартного образца гранита СГ-4, имеющего содержание K + Na ~9%, испытано влияние щелочей на величину аналитического сигнала в зависимости от их концентрации в растворе. Химическая подготовка образца СГ-4 выполнялась в открытых системах (кислоты HF-HNO₃-HClO₄) с первоначальным фактором разбавления (ФР) = 600. Путем последовательного разведения раствора деионизованной водой величина ФР возрастала в ряду – 800, 1500, 5000 и 10000 раз. Очевидно, при (ФР) = 10000, когда концентрация K + Na составляет всего ~9 мкг/г, матричный эффект не должен проявляться: найденное содержание примесных элементов в пределах погрешности соответствует аттестованному значению.

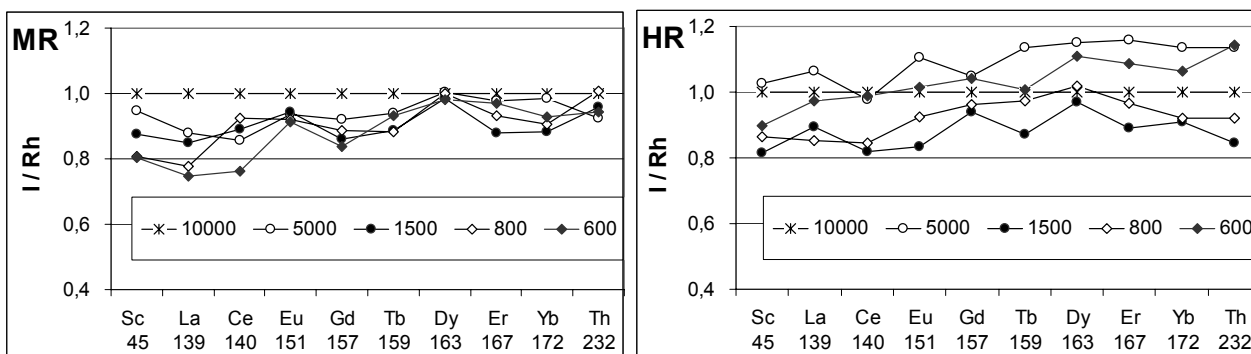


Рис.2 Интенсивности (I/R_h), как отношение к $(I/R_h)_{\Phi P=10000}$, изотопов некоторых элементов при среднем MR и высоком HR разрешениях: $\Phi P = 600, 800, 1500, 5000$ и 10000 .

Из рис. 2 видно: по сравнению с контрольным измерением ($\Phi P=10000$) при регистрации в режиме MR происходит занижение интенсивности – более существенное для изотопов с низкими массами, в то же время для HR наблюдается как увеличение, так и уменьшение интенсивности. Однако, в обоих случаях эти отклонения $I/I_{\Phi P=10000}$ не превышают $\pm 20\%$ (немногим больше лишь в MR для ^{139}La и ^{141}Ce при $\Phi P=600$). Оптимальным является разбавление раствора в 5000 раз для MR и в 1500 раз для HR.

Пределы обнаружения

В табл. 2, в качестве примера, представлены пределы обнаружения (ПО), оцененные по 3σ критерию, при разложении образцов в автоклаве ($\Phi P=2000$). Там же приведены аттестованные содержания мкг/г в стандартном образце перидотита JP-1. Как следует из этой таблицы, величины ПО даже в HR достаточны для анализа ультраосновных пород.

Таблица 2. Пределы обнаружения при автоклавном разложении

Выводы.

Использование высокого разрешения прибора *ELEMENT2* необходимо при: а) требуемом масс разрешении изотопа ($M/\Delta M$) > 4000 и б) высоком содержании влияющих компонент. Следует также учитывать, что в HR происходит ухудшение величин ПО и стабильности измерения ИСП-МС сигнала. Поэтому оптимальные режимы масс разрешения выбираются на этапах ИСП-МС измерений и расчетах концентрации конкретно для каждого изотопа с учетом содержания мешающего и определяемых элементов.

Элемент (изотоп)	Содержание в JP-1, мкг/г	ПО, мкг/г		
		LR	MR	HR
^{141}Pr	0.0089	0.0009	0.0020	не изм.
^{151}Eu	0.0025	0.0006	0.0019	0.0021
^{157}Gd	0.0096	0.0012	0.0038	0.0074
^{159}Tb	0.0021	0.0006	0.0008	0.0010
^{163}Dy	0.018	0.0010	0.0020	0.0033
^{165}Ho	0.0036	0.0004	0.0010	не изм.
^{169}Tm	0.0024	0.0005	0.0007	не изм.
^{172}Yb	0.021	0.0008	0.0025	0.0036
^{178}Hf	0.13	0.003	0.006	0.007
^{238}U	0.012	0.0013	0.0014	не изм.

Литература

Linge K.L., Jarvis K. E. Quadruple ICP-MS: Introduction to instrumentation measurement techniques and analytical capabilities // *Geostandards and geoanalytical research*. V.33. N4. 2009. P. 445-467.

Smirnova E. V., Fedorova I. N., Sandimirova G. P., Petrov L. L., Balbekina N. G. Determination of rare earth elements in black shales by inductively coupled plasma mass spectrometry // *Spectrochimica Acta. Part B*. 2003. V. 58. №2. P. 329-340.

**ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И
АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ПРИЛОЖЕНИИ
К ПРОЦЕССАМ МАНТИЙНО-КОРОВОГО
ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВЕЩЕСТВА И
РУДОГЕНЕЗА**

Nd-Sr-O ИЗОТОПИЯ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ

Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
e-mail: gvalui@mail.ru*

Изотопные составы Nd, Sr и кислорода широко используются для изучения влияния коровой контаминации на состав первичных расплавов при образовании гранитных магм [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Фор, 1989; Покровский, 2000].

Объектами исследования явились в основном позднемеловые-палеогеновые магнетитовые гранитоиды приморской серии – Опричненский, Дальнегорский, Бринеровский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский массивы (Восточный Сихотэ-Алинь), образовавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, альбсеноманские ильменитовые гранитоиды татибинской серии (Южно-Приморская зона) – Успенский и Ливадийский массивы, а также эоценовые щелочные граниты мыса Орлова, сформировавшиеся в условиях трансформной континентальной окраины, согласно геодинамическим реконструкциям А.И.Ханчука.

Детальная петрогеохимическая характеристика изученных массивов приводится в работах [Валуй, Стрижкова, 1997; Валуй, 2004; и др.].

Измерения изотопного состава Nd и концентрации Sm и Nd методом изотопного разбавления проводилось в ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной методике.

Определения Rb, Sr и современных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ производились в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) по стандартной методике. Расчет первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ произведен, исходя из данных Ar-Ar возраста, сделанных ранее.

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

Величина ϵNd для изученных пород колеблется от +1.69 (гранодиориты Ливадийского массива) до -5.1 (адамеллиты Дальнегорского массива). Самые большие отрицательные величины ϵNd имеют позднемеловые-палеоценовые породы массивов западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса – дальнегорские адамеллиты (-5.13), николаевские габбро-диориты (-3.42), а также раннемеловые гранодиориты (-3.29) и граниты (-3.14) Успенского массива южной части Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса.

Большинство изученных мел-палеогеновых гранитоидов вулcano-плутонического пояса имеет достаточно низкие значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7032-0.7034 для диоритов и гранодиоритов и 0.704-0.706 для гранитов), тогда, как для раннемеловых успенских гранитоидов оно составляет 0.707. Самыми высокими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обладают самые молодые эоценовые щелочные граниты мыса Орлова (0.7083). Как было показано ранее [Валуй, Стрижкова, 1997; Валуй, 2004], вкrest простираения Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса происходит углубление магматических очагов от 12-15 км (прибрежная зона) до 18-20 км (Дальнегорский район) и в этом же направлении происходит возрастание первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): в диоритах Опричненского массива оно составляет 0.7034, тогда, как в габбро-диоритах Николаевского массива 0.7059; в прибрежных гранитах 0.704-0.705, а в дальнегорских адамеллитах 0.706.

На диаграмме « $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ » (рис.1), на которой показаны линии смешения расплавов для пород континентальной коры (гранитов и гранулитов) и континентальных толеитовых базальтов, по [Фор, 1989], точки изученных пород располагаются на продолжении линии «мантийной последовательности», преимущественно в верхней левой

части IV квадранта, тяготея в основном к гиперболе смешения «базальт-гранулит» с небольшой долей последнего в расплаве (около 10%), что может свидетельствовать о происхождении изученных гранитоидов из расплавов, возникших при контаминации мантийных расплавов гранулитами с низкими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, обусловленными тем, что гранулиты были обеднены Rb во время их образования.

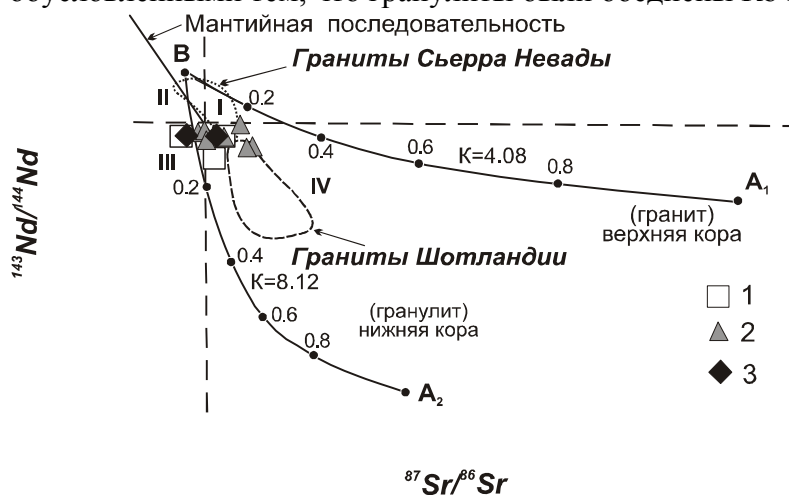


Рис. 1. Зависимость $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья. Гиперболы смешения для пород континентальной коры (A_1 и A_2) и континентальных толеитовых базальтов (B), смешанных в различных соотношениях, и I – IV по [Фор, 1989] с точками изученных массивов. Значками обозначены: 1 – гранодиорит, 2 – гранит, 3 – диорит.

Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса показывают, что эти породы могли произойти из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в более ранний период времени [Фор, 1989]. Большая часть изученных образцов имеет отрицательное значение ϵNd , что свидетельствует о том, что они могли произойти путем переработки или ассимиляции древних коровых пород, в которых отношение Sm/Nd было понижено при первоначальном отделении их от хондритового резервуара.

Как отмечает Г.Фор [1989], модельные датировки соответствуют времени в прошлом, когда отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породе было равно этому отношению в CHUR. Модельные Sm-Nd датировки, полученные для изученных образцов, свидетельствуют о том, что материнские расплавы меловых и мел-палеогеновых гранитоидов Приморья могли произойти из магм, контаминированных нижнекоровыми породами протерозойского возраста. Протерозойские породы на территории Приморья обнажаются в пределах Ханкайского массива и представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, ϵNd которых равно +3.8 согласно [Мишкин и др., 2000]. Возможно, именно они или продукты их разрушения и послужили источником первичных магм рассматриваемых интрузивов.

Позднемеловые-палеогеновые породы массивов западной части вулканического пояса – Дальнегорские габбро-диориты (обр. В-1554а) и адамеллиты (обр. В-1498-о) и раннемеловые Успенские гранодиориты (обр. В-1342) образовались при контаминации магмой наиболее древних пород (1200-1300 млн лет), а Ливадийские гранодиориты – более «молодых» – (обр. В-29 = 718 млн лет). Самый древний модельный возраст (и видимо нереальный) получен для мусковит-гранатовых гранитов Успенского массива (обр. К-159к $T_{\text{DM-1}} = 3.9$ млрд лет, тогда как их $T_{\text{DM-2}} = 1182$ млн лет).

По мнению ряда исследователей Sr-O-изотопия изверженных пород может быть важным критерием разграничения мантийной и коровой контаминации [James, 1981; Taylor,

Составы наших гранитов занимают на диаграмме рис.1 промежуточное положение между калифорнийскими батолитами и каледонскими гранитами Шотландии. Часть наших анализов смещена влево в III квадрант из-за более низких первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703$ в отличие от составов некоторых батолитов Сьерра-Невады [Фор, 1989].

Полученные положительные значения ϵNd , обнаруженные для позднемеловых-палеогеновых гранитов восточной части Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса – Валентиновского (+0.05 и +0.17) массива и альбсеноманских гранодиоритов Ливадийского интрузива (+1.69) южно-приморской зоны

1978, 1980; Покровский, 2000]. Точки состава пород некоторых массивов были нанесены на диаграмму « $\delta^{18}\text{O} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ », (рис. 2). Установлено, что изотопные характеристики гранодиоритов Валентиновского, также, как и адамеллитов Зимнего массива и монцонитов ключа Лапшина, соответствуют таковым расплавам, образованных путем контаминации источника с отношением концентраций Sr в контаминанте 1:5, а граниты Валентиновского и гранодиориты Ливадийского – с соотношением 1:2. Граниты Водораздельного и Успенского массивов татибинской серии по изотопным характеристикам соответствуют модельной линии коровой контаминации с отношением $\text{Sr}(\text{M}):\text{Sr}(\text{K}) = 2:1$, а диориты Опричненского, граниты Владимирского и гранодиориты Успенского и Криничного массивов – вблизи линии коровой контаминации 5:1.

Таким образом, точки всех пород интрузивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (надсубдукционные образования) на этой диаграмме расположены значительно ближе к мантийной координате, чем точки пород массивов татибинской серии (образования трансформной окраины), обнаруживающие большую степень контаминации коровыми породами (рис. 2).

В целом, впервые полученные авторами Nd-Sr-O изотопные характеристики свидетельствуют о том, что позднемеловые-палеогеновые гранитоиды восточной части Восточно-Сихоте-Алинского вулкано-плутонического пояса, формировавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, характеризуются более низкими и даже положительными ϵNd , более низкими первичными отношениями ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ в целом по сравнению с гранитоидами западной части вулканического пояса (Дальнегорские адамеллиты и Николаевские габбро-диориты) и раннемеловыми Успенскими (Южно-Приморская зона) и эоценовыми гранитами мыса Орлова, образовавшимися в геодинамической обстановке трансформной окраины, изотопная характеристика которых свидетельствует о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

Работа выполнена при поддержке ДВО РАН (грант № 09-3-Ф-08-396).

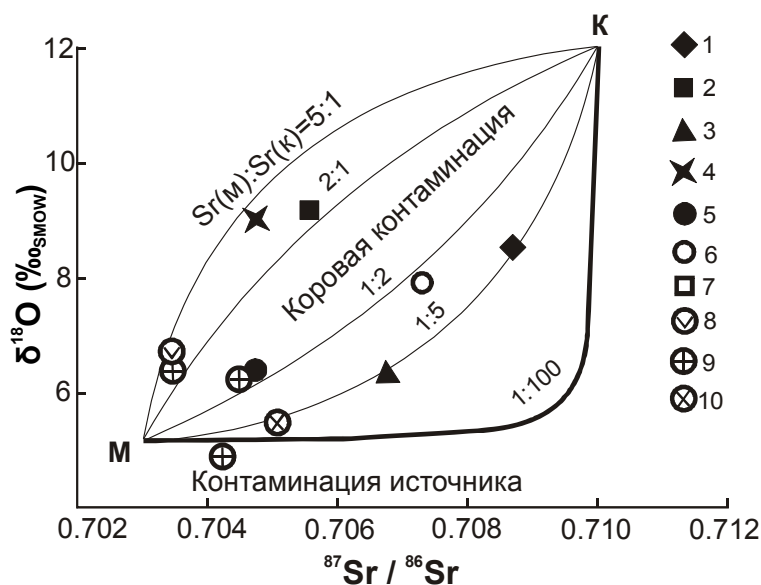


Рис. 2. Модельные Sr - $\delta^{18}\text{O}$ изотопные графики смешения мантийного (М) и корового (К) вещества при разных концентрациях стронция в магме и контаминанте [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Цифры на линиях – отношения концентраций Sr в мантии или магме к концентрациям в контаминанте. Точки массивов: 1 – монцонит (кл.Лапшина); 2 – гранит (Водораздельный); 3 – адамеллит (Зимний); 4 – гранодиорит (Криничный); 5 – гранодиорит (Ливадийский); 6 – гранит (Гродековский); 7 – гранодиорит и гранит (Успенский); 8 – диорит (Опричненский); 9 – граниты (Владимирский, Валентиновский, Опричненский); 10 – гранодиорит (Валентиновский).

Литература

- Валуи Г.А. Петрологические особенности гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. №3. С. 37-51.
- Валуи Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А. Новые данные по изотопии кислорода гранитоидов Приморья // Доклады Академии наук. 2008. Т.420. №3. С.363-367.
- Валуи Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 199 с.
- Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З. и др. Первые данные по Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья // Доклады Академии наук. 2000. Т. 374, №6. С.813-815.
- Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Тр. ГИН. Вып. 535. – М: Наука, МНК «Наука/Интерпериодика», 2000. – 226 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир. 1988. – 289 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
- James D.E. The combine use of oxygen and radiogenetic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual. Rev. Earth. Planet. Sci. 1981.V.9. P.311-344.
- Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope of plutonic granitic rocks. // Earth and Planet. Sci. Lett., 1978. V.38. P.177-210.
- Taylor H.P. The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks //Earth and Planet Sci. Lett. 1980. V. 47. № 2. P. 243-254.

ИЗОТОПИЯ КИСЛОРОДА БЛАГОРОДНЫХ ОПАЛОВ

Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Хлестунова А.Г., Веливецкая Т.А., Округин А.С.

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

Исследованиями последних десятилетий установлено, что месторождения благородного опала делятся на две большие группы – экзогенные (осадочные) и эндогенные (вулканогенные). Одним из главных критериев такого деления являются структурные характеристики самого благородного опала [Денискина и др., 1987; Smallwood et al., 1997; Ostrooumov et al., 1999; Smallwood, 2000; Fritsch и др., 2001].

Экзогенные благородные опалы со сферическими наноструктурами сложены преимущественно аморфным кремнеземом (опалы А-типа). В эндогенных опалах с волокнистыми, пластинчатыми, леписферными и сетчатыми наноструктурами преобладает кремнезем в виде кристобаллита и тридимита (опалы С - и СТ-типов) [Высоцкий и др., 2009, 2010; Gaillou et al., 2008]. Вероятно, такие различия связаны с температурой образования опалов. Оценить температуру формирования опала можно по соотношению изотопов кислорода. Например, в опале СТ-типа из риолитовых вулканитов Мексики зафиксировано $\delta^{18}\text{O}=13\text{‰}$, что соответствует высокотемпературным условиям, а в австралийских (опал-А из аргиллитов) и словацких (опал-А из андезитовых вулканитов) опалах определены $\delta^{18}\text{O}\sim 31\text{‰}$, указывающие на температуры минерализации менее 45°C [Rondeau et al., 2004; Dowell et al., 2002]. В Новой Зеландии также определены низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (7.5-8.4‰) в кристобаллит-тридимитовых опалах из почв на вулканической основе и высокие (26.6-26.9‰) – в аморфном опале с «микросферами» из почв на глинах [Wallace, 1991]. В то же время, в

опалах из гидротермальноизмененных вулканитов Японии и США зафиксированы величины $\delta^{18}\text{O}$ в интервале между 6.8‰ и 25.9‰ [Jackson et al., 1977]. Однако систематических сравнительных исследований в этом направлении не проводилось.

Были проведены исследования $\delta^{18}\text{O}$ в благородных опалах Приморья (месторождение Радужное), Австралии, Эфиопии и в современных опалах из гидротерм вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова).

Изотопный анализ кислорода проводился в ДВГИ ДВО РАН. Как известно, кислород присутствует в опалах в разных соединениях. Большая его часть входит в структуру кремнекислородных тетраэдров, однако он присутствует и в кристаллизационной, и в поровой воде, которой насыщен опал. Кислород воды способен к изотопному обмену с метеорными водами в ходе процессов, происходящих уже после формирования опалов. Это приводит к изменению первоначально сформированного изотопного состава кислорода воды в опалах. Для того, чтобы исключить влияние обменного кислорода на результаты изотопных анализов, поровая вода была удалена из исследуемых образцов опала путем их нагрева до температуры плавления с помощью лазера в атмосфере аргона. После этого из переплавленных образцов был выделен кислород нагреванием с помощью инфракрасного лазера (10.6 мкм) в присутствии BrF_5 (~210 торр). После фторирования выделенный кислород был очищен на двух криогенных ловушках с жидким азотом и на поглотителе с KBr . Изотопное измерение проведено на масс-спектрометре MAT-253 с двойной системой напуска. Методика протестирована на международном (NBS – 28) и внутреннем стандартах. Точность измерения для $\delta^{18}\text{O}$ не менее $\pm 0.2\%$. Такой подход позволил нам определять изотопный состав кислорода из кремнекислородных тетраэдров, который соответствует температуре изотопного равновесия при формировании опалов.

Все опалы разбиваются на три группы:

1. Благородные опалы месторождения Радужное показали наиболее легкий изотопный состав кислорода, $\delta^{18}\text{O}$ в среднем составляет $19,2 \pm 0,6\%$. Обычные опалы (не иризирующие) из того же месторождения более обогащены тяжелым изотопом кислорода, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет $22,1 \pm 1,1\%$.

2. Благородные опалы Эфиопии представляют промежуточную группу в выборке. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в них составляет $26,9 \pm 0,7\%$.

3. Австралийские опалы из месторождения Кубер Педи содержат максимальное количество тяжелого изотопа кислорода. В них $\delta^{18}\text{O}$ в среднем составляет $33,1 \pm 0,3\%$.

Следует отметить, что разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ в осадочных австралийских опалах практически не превышает ошибку определения, тогда, как в гидротермальных опалах Приморья и Эфиопии вариации $\delta^{18}\text{O}$ значительно больше. Это свидетельствует о различии в условиях образования гидротермальных опалов даже в пределах одного месторождения.

Для определения влияния температуры и изотопного состава воды на изотопный состав кислорода опалов были отобраны образцы растворов и опалов из современных гидротерм вулкана Менделеева, о. Кунашир (Курильские острова). Значения изотопного состава воды, отобранной из трех гидротермальных источников, незначительно различаются между собой (рис.1). Полученные нами значения $\delta^{18}\text{O}$ хорошо согласуются с результатами, опубликованными ранее для этого района [Чудаев, 2003]. Однако температура гидротермальных вод сильно варьирует. И такие же широкие вариации наблюдаются в изотопии кислорода минералов, кристаллизующихся из этих гидротерм.

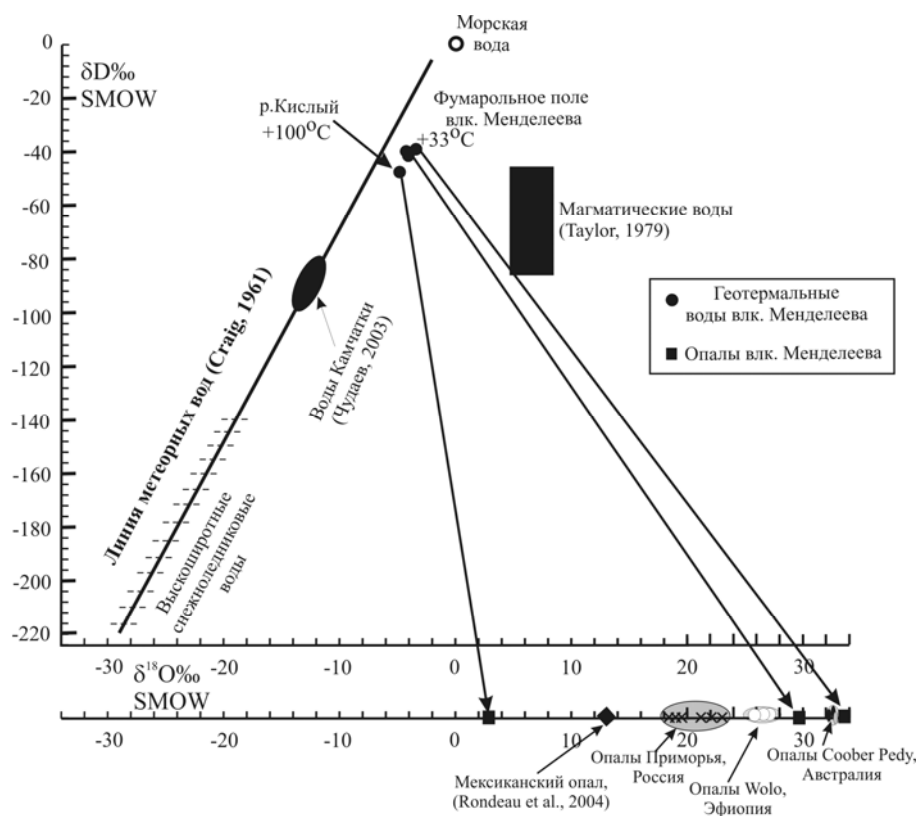


Рис. 1. Изотопные отношения в геотермальных водах и опалах.

Стрелками соединены составы геотермальных растворов вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) и опалов, выпавших из этих растворов. Цифрами показана температура геотермальных вод на поверхности. Области метеорных и магматических вод по [Craig, 1961; Taylor, 1979.]

В теплых минеральных источниках, с температурой чуть выше 30°C, кристаллизующиеся из раствора силикатные минералы значительно обогащены тяжелым изотопом кислорода, по сравнению с водой, из которой они осаждались. В горячих источниках, где температура воды на поверхности 100 °C, разделение изотопов кислорода между минералом и раствором значительно меньше. По соотношению изотопов высокотемпературный опал приближается к составу гидротермального раствора, из которого он кристаллизовался.

Экстраполяция данных по зависимости изотопии кислорода современных опалов от температуры раствора (рис.1) позволяет оценить температуру кристаллизации древних опалов. Для опалов Кубер Педи можно предполагать температуры кристаллизации в пределах 30-33 °C. Для опалов Эфиопии температура была более высокой, в интервале 35-40°C. Наиболее высокой была температура у Приморских опалов – в интервале 50-70 °C. Причем благородные опалы кристаллизовались из более высокотемпературных растворов, чем обычные.

Последнее согласуется с ранее опубликованными результатами по наноструктуре опалов [Высоцкий и др., 2009, 2010]. В благородных опалах месторождения Радужное влияние термальных эффектов привело к формированию двумерных фотонных зон, созданных сетками, ячейки которых образовались в результате термальных эффектов по принципу «ячеек Бенара». Понижение температуры препятствует образованию этих ячеек и, соответственно, сетчатых фотонных зон и эффекта опалесценции.

Таким образом, соотношение изотопов кислорода в опалах может служить критерием оценки температуры их образования. Низкотемпературные экзогенные опалы обладают относительно «тяжелым» изотопным составом кислорода, независимо от того, в каких породах они сформировались – осадочных или вулканогенных. Примером могут служить австралийские и словацкие опалы А-типа. Напротив, эндогенные опалы характеризуются

более «легким» изотопным составом кислорода, значение которого зависит от температуры осаждения из раствора. Чем выше температура раствора, тем «легче» изотопный состав кислорода выпадающего из него опала и тем ближе он к изотопному составу кислорода самого гидротермального раствора.

Литература

Высоцкий С.В., Баркар А.В., Курявый В.Г., Чусовитин Е.А., Карабцов А.А., Сафронов П.П. Гидротермальные благородные опалы: проблемы строения и генезиса // Записки РМО. 2009. №6. С. 62-70.

Высоцкий С.В., Галкин Н.Г., Баркар А.В., Чусовитин Е.А., Карабцов А.А. Гидротермальные благородные опалы месторождения Радужного (северное Приморье): природа опалесценции // Тихоокеанская геология. 2010. Т.29. №4. С. 82-90.

Денискина Н.Д., Калинин Д.В., Казанцева Л.К. Благородные опалы. – Новосибирск: Наука. 1987. – 183 с.

Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. – Владивосток: Дальнаука. 2003. – 215 с.

Craig H.I. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. № 133. P.1702-1703.

Dowell K, Mavrogenes J., McPhail D.C. and Watkins J. Origin and timing of formation of precious opal nobbies at Lightning Ridge In: Roah, I.C. (editor) Regolith and landscapes in Eastern Australia, 2002. CRC LEME. P.18-20.

Fritsch E., Mihut L., Baibarac M., Baltog I., Ostrooumov M., Lefrant S., Wery J. Luminescence of oxidized porous silicon: Surface-induced emissions from disordered silica micro- to nanotextures // J. Appl. Physics. 2001. V. 90. № 9. P. 4777-4782.

Gaillou E., Fritsch E., Aguilar-Reyes B., Rondeau B., Post J., Barreau A., Ostrooumov M. Common gem opal: An investigation of micro- to nano-structure // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 1865-1873.

Jackson M.L., Clayton R.N., Fujii N. and Henderson J.H. Cristobalite morphology and oxygen isotopic composition variation under hydrothermal alteration // Clays and Clay Minerals, 1977, V. 25, p.31-38.

Ostrooumov, M., Fritsch, E., Lasnier, B., Lefrant, S. Spectres Raman des opales: aspect diagnostic et aide à la classification. Eur. J. Mineral., 1999, V.11, p. 899-908.

Rondeau, B., Fritsch, E., Guiraud, M., Renac, C., Opals from Slovakia («Hungarian» opals): a reassessment of the conditions of formation // European Journal of Mineralogy, 2004, V.16, p. 789-799

Smallwood, A. A preliminary investigation of precious opal by laser Raman spectroscopy. Australian gemmologist, 2000, V. 20, p. 363-266.

Smallwood, A., Thomas, P.S., Ray, A.S. Characterization of sedimentary opals by Fourier transform Raman spectroscopy. Spectrochimica Acta A, 1997, V. 53, p. 2341-2345.

Taylor HP, Jr. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes HL, editor. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. New York: John Wiley and Sons; 1979. p. 236-277.

Wallace R.C. The mineralogy of the Tokomaru silt loam and the occurrence of cristobalite and tridymite in selected North Island soils.// New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1991, Vol. 34: 113.

ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ КОРУНДОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ.

Высоцкий С.В.¹, Игнатъев А.В.¹, Левицкий В.И.², Нечаев В.П.¹, Веливецкая Т.А.¹, Яковенко В.В.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: vysotskiy@fegi.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Земные породы и минералы обычно обогащены изотопом ^{18}O относительно современной морской воды, т.е. имеют положительные значения $\delta^{18}\text{O}$. Большинство силикатных пород характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от +4 до +15 ‰ относительно SMOW. Однако в разных местах мира существуют районы, где эта закономерность нарушается. В настоящее время известен ряд геологических объектов с $\delta^{18}\text{O}$ SMOW аномально ниже типично магматогенных (<<5‰). Например, в Исландии изучены системы гидротермальных изменений (пропилитизации) кайнозойских вулканитов (базальтов, гиалокластитов, риолитов), в которых локальные аномалии с очень низкими $\delta^{18}\text{O}$ (до -13‰ в эпидоте) и δD (до -125‰ в эпидоте) в зонах разломов сочетаются с малыми по уровню (несколько промилле ниже мантийных) понижениями этих показателей в больших объемах (десятки куб. км) лав [Hattori and Muehlenbachs, 1982]. Локальные аномалии связываются с прямым воздействием метеорных вод, вовлеченных в гидротермальную циркуляцию до глубин не менее 2 км [Hattori and Muehlenbachs, 1982; Pope et al., 2009], а большеобъемные – с ассимиляцией магмами больших объемов ранее гидротермальноизмененных пород, в частности гиалокластитов [Bindeman et al., 2008]. Характерно, что отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ обнаружены исключительно в чисто гидротермальных минералах и метасоматитах. Минералы же, кристаллизующиеся в магмах (оливин, плагиоклаз), показывают только незначительные понижения $\delta^{18}\text{O}$.

Аномально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ обнаружены и в более древних породах, таких, как метаморфизованные меловые вулканиты Антарктиды и Новой Зеландии, триасовые метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений орогенного пояса Dabieshan-Sulu в центральном Китае, кембрий-ордовикские метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений Кокчетавского массива, неопротерозойские метаморфические комплексы высоких давлений Беломорского орогена [Яковенко и др., 2007, Устинов и др., 2008]. Как правило, всем аномалиям присущ локальный характер, их площадь не превышает десятков квадратных километров, за пределами которых кислород имеет нормальный изотопный состав в породах, однотипных аномальным. Во всех этих случаях изотопная аномалия связывается с влиянием метеорных вод.

Корундовые проявления северной Карелии стоят несколько особняком в ряду этих аномальных объектов, поскольку обладают как самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (до -26‰ в гранате) и δD (до -216‰ в амфиболе), так и достаточно широкими вариациями отношений изотопов от проявления к проявлению. Кроме того, аномальная зона приурочена к породам одной толщи (чупинской) и дискретно фиксируется на протяжении нескольких сотен километров. Породы толщи метаморфизованы при высоких температурах и давлениях и образованы на ранних этапах развития Земли. Образование пород протолита оценивается почти в 3.0 млрд лет, а корундовых проявлений в 1.9-1.8 млрд лет [Бибикова и др., 2004; Серебряков, Русинов, 2004; Bindeman et al., 2011].

Все исследователи сходятся во мнении, что экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в минералах корундовых пород свидетельствуют об участии в их генезисе метеорных вод, прошедших неоднократное изменение фазового состояния (жидкость-пар) в холодных климатических условиях. Были выдвинуты две конкурирующие модели образования корундоносных пород:

1. Корундоносные породы образовались по фрагментам древних кор выветривания, содержащих метеорный флюид, обогащенный «легким» кислородом, в результате

высокоградного метаморфизма на рубеже 2750-2720 млн. лет [Крылов, 2008; Крылов и др., 2011].

2. Корундоносные породы были сформированы по метасоматизированным (гидротермально измененным, пропилитизированным) вулканогенным и осадочным палеопротерозойским породам, подвергшимся высокобарному свекофенскому (1.9-1.8 млрд лет) метаморфизму [Высоцкий и др., 2008, 2011; Bindeman et al., 2011.]

Были проведены исследования образцов из семи корундовых проявлений и нескольких образцов вмещающих гнейсов чупинской толщи и метамагматических (эклогитов, амфиболитов и гранатовых амфиболитов) пород. По возможности анализировались несколько сосуществующих минералов из одного образца. Полученные данные позволяют разделить опробованные проявления на группы:

1. Корундовые проявления, anomalно обедненные тяжелыми изотопами кислорода и водорода (Варацкое и Хитостров). $\delta^{18}\text{O}$ здесь достигает -26.4‰ , а δD -216‰ относительно SMOW.
2. Корундовые проявления, относительно обедненные тяжелыми изотопами кислорода и водорода (Нигрозеро и Нотозеро). $\delta^{18}\text{O}$ не опускается ниже -7.3‰ , а в основном колеблется в интервале от -1 до -2‰ .
3. Группа корундовых проявлений с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, но не переходящими в отрицательную область (Дядина Гора, Перуселька).
4. Группа проявлений (апогаббровые гранатовые амфиболиты Шуерецкого месторождения граната, апобазальтовые эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы лапландского гранулитового пояса Туадаш тундр – г. Муткаселька) с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, но не переходящими в отрицательную область.

Из рис.1 видно, что 3-я и 4-я группы тяготеют к корундовым проявлениям, образовавшимся в ультраосновных породах. $\delta^{18}\text{O}$ в минералах этой группы колеблется в интервале $+0.4$ – $+5\text{‰}$, перекрываясь с минимальными значениями в минералах чупинской толщи. Подобные значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечались для корундов перидотитовых комплексов Бени-Бушера (Марокко), Ронда (Испания), Вал-Маленко (Италия) и месторождения Чантабури Трат (Таиланд). Считается, что они образовались при высоких температурах (800 - 1150 °C) и давлениях (10 - 25 kbar) в верхней мантии. Вполне вероятно, что эти проявления могут быть не связаны с теми anomalными процессами, которые ответственны за образование проявлений 1-й и 2-й групп.

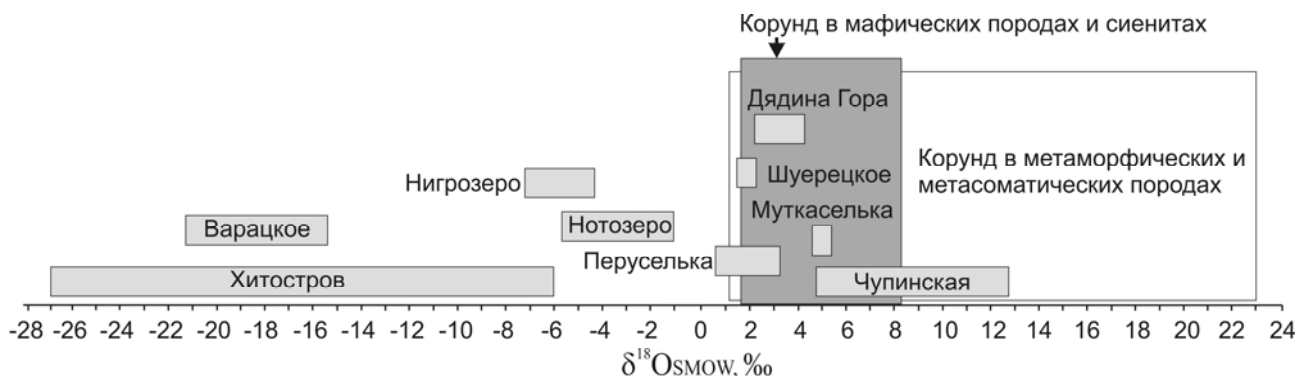


Рис. 1. $\delta^{18}\text{O}$ в минералах корундоносных пород Северной Карелии.

Данные по площадному распространению $\delta^{18}\text{O}$ в пределах Хитостровского проявления показывают, что наблюдается определенная зависимость обеднения минералов тяжелым изотопом кислорода от состава породы, ее положения в пределах самого проявления и в зональных телах. Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ установлены в лейкократовых корундсодержащих породах – корунд-гранатовых плагиоклазитах с незначительным количеством амфибола и биотита, расположенных примерно в центральной части Хитостровского корундового проявления. По мере увеличения количества темноцветных минералов в зональных телах $\delta^{18}\text{O}$ в них растет. В минералах гранатовых амфиболитов

краевой части проявления $\delta^{18}\text{O}$ почти в три раза выше, чем в лейкократовых плагиоклазитах. Вполне вероятно, что эти закономерности являются отражением как неравномерного обогащения протолита легким изотопом кислорода, так и проявлением метасоматической зональности, которая обуславливает разную степень переработки первичной породы изотопно-легкими растворами.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ водной фазы минералообразующего флюида, рассчитанные для амфиболов при температуре 600-700 °C составляют -18 – -19‰, а δD варьирует в интервале -193 – -199‰. Учитывая, что в гранатах и корундах величина $\delta^{18}\text{O}$ более низкая, чем в амфиболах, реальная водная фаза флюида должна быть еще более легкой – $\delta^{18}\text{O} \approx -27\text{‰} - -30\text{‰}$. При этом объем воды должен быть намного больше, чем объем трансформируемой породы, первичный изотопный состав которой представлен в чупинской толще ($\delta^{18}\text{O} = +5 - +12\text{‰}$). Поэтому предположение о фрагментах древних кор выветривания, содержавших метеорный флюид, обогащенный «легким» кислородом, не реально. Более правдоподобной представляется концепция гидротермальных пропилитов, подвергшихся высокоградному метаморфизму.

Показательным примером является облегченный состав изотопов кислорода во вторичных минералах и измененных голоценовых базальтах Исландии, вскрытых скважинами глубокого бурения. По данным К. Hattori и К. Muehlenbachs [1982], гидротермально измененные базальты Исландии имеют значение $\delta^{18}\text{O}$ менее -10 ‰ относительно SMOW, а во вторичном эпидоте из этих пород значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются в интервале от -11.8 до -12.7 ‰. Полагают, что в гидротермальном флюиде принимали участие метеорные воды, имеющие в Исландии изотопные значения $\delta^{18}\text{O}$ от -8 до -11‰.

Следует учитывать, что, чем ниже температура обмена вода-порода, тем легче должен быть изотопный состав воды и тем больше объем воды. Современные геотермальные воды средних и приполярных широт Земли не обладают для этого достаточно легким изотопным составом. Для термальных вод Сихотэ-Алиня отмечаются вариации $\delta^{18}\text{O}$ в интервале от 10.8 до -18.8 ‰. Горячие термальные воды Чукотки, для которых постулируется смешение поверхностных и гляциальных вод, образовавшихся в результате таяния ископаемых льдов, так же не обладают достаточно легким изотопным составом кислорода и водорода, достигая всего лишь значений $\delta^{18}\text{O} = -17.6\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -134.2\text{‰}$, при температуре чуть ниже 100°C [Поляк и др., 2008].

Только флюид, полностью сформированный из талых снежно-ледниковых вод, может обладать достаточно легким изотопным составом кислорода и водорода. Причем в современных условиях такие воды могут образоваться только в полярных условиях. Для льда и снежно-ледниковых вод Гренландии и Антарктиды описаны очень низкие (менее -60‰) значения $\delta^{18}\text{O}$. Однако, в периоды глобальных оледенений подобные условия могли наблюдаться и гораздо ближе к экватору. В голоценовых ископаемых льдах Восточной Сибири, например, $\delta^{18}\text{O}$ достигает значений -29.2‰.

Аномалия образовалась в период 2.45-1.8 млрд лет. По палеомагнитным данным территории Кольского и Карельского геоблоков находились в это время в умеренных широтах [Evans, Pisarevskiy, 2008], далеко от полярных областей. Однако в начале этого периода установлено глобальное палеопротерозойское оледенение, пик которого приходится на 2.3 млрд лет.

Мы полагаем, что экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в минералах могут свидетельствовать о сохранении в них изотопных отношений кислорода и водорода протолита и о дометаморфическом обмене с гляциальными водами. Вероятно, свекофенские глиноземистые корундоносные плагиоклазиты были сформированы по метасоматизированным палеопротерозойским породам, образовавшимся в малоглубинной зоне фумарольного поля под ледником. Подобные поля широко распространены в современных вулканических областях (например, на Камчатке или в Исландии). Облегченный состав изотопов кислорода и водорода во всех минералах корундовых проявлений свидетельствует о полном преобразовании раннего мезо-неоархейского

субстрата в низкотемпературные глиноземистые метасоматиты в палеопротерозое. Для этого необходим достаточно большой объем воды с легким составом изотопов, а гидротермальная ячейка должна действовать длительное время. Метасоматоз, вероятно, происходил в период древнейшего гуронского оледенения, пик которого приходится на 2.3 млрд лет. В дальнейшем эти породы подверглись высокобарному свекофенскому (1.9-1.8 млрд лет) метаморфизму.

Литература

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb циркононой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т.12. №3. С. 227-244.

Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Яковенко В.В., Карабцов А.А. Аномально легкий изотопный состав кислорода минералов корундоносных образований северной Карелии // Доклады Академии наук. 2008. Т.423. №. 1. С. 85-88.

Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В. И., Будницкий С. Ю., Веливецкая Т. А. Новые данные по стабильным изотопам минералов корундоносных образований Северной Карелии (Россия) // Доклады Академии наук. 2011. Т.439. № 1. С. 95-98.

Крылов Д.П. Аномальные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в корундсодержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2008. Т. 419. № 4. С. 533-536.

Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т.19. №1. С. 80-88.

Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки // Литология и полезные ископаемые. 2008. №5. С.480-504.

Серебряков Н.С., Русинов В.Л., Высокотемпературный высокобарный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. №4. С. 529-533.

Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия. 2008. №11. С. 1245-1248.

Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В. Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. 12-15 ноября Петрозаводск, 2007 г. С. 469-472

Bindeman I. N., Brooks C. K., McBirney A. R., and Taylor H. P., The Low- $\delta^{18}\text{O}$ Late-Stage Ferrodiorite Magmas in the Skaergaard Intrusion: Result of Liquid Immiscibility, Thermal Metamorphism, or Meteoric Water Incorporation into Magma? // J. Geology. 2008. V. 116. P. 571-586

Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ^{18}O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth and Planet. Sci. Let., 2011. V. 306. P. 163-174

Evans D.A.D., Pisarevsky S.A. Plate tectonics on the early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When Did Plate Tectonics Begin? // Geological Society of America Special Paper, 2008. V.440. P. 249-263.

Hattori K., Muehlenbachs K. Oxygen Isotope Ratios of the Icelandic Crust // Journal Geophysical Res., 1982. V.87. № B8. P. 6559-6565

Pope E.C., Bird D.K., Arnorsson S., Fridriksson Th., Elders W.A. and Fridleifsson G.O. Isotopic constraints on ice age fluids in active geothermal systems: Reykjanes, Iceland // Geochim. Cosmochim. Acta, 2009. V.73. P. 4468-4488.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ, УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В МАГНЕЗИТОВЫХ И ДОЛОМИТОВЫХ МРАМОРАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОНОТСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИСАЯНЬЕ)

Горохов¹ И.М., Дубинина² Е.О., Кузнецов¹ А.Б., Левицкий³ В.И., Константинова¹ Г.В.,
Турченко¹ Т.Л., Романов¹ А.А., Левицкий³ И.В.

¹*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,
e-mail: gorokhov@ig1405.spb.edu*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: elenadelta@gmail.com*

³*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlevit@jgc.irk.ru*

Происхождение магнезиальных карбонатных пород, особенно таких редких разновидностей, как древнейшие магнезиты Онотского зеленокаменного пояса (ОЗП) в Юго-Восточном Присянье, остается недостаточно определенным. Магнезитовые и доломитовые мрамора в этом районе формируют несколько стратифицированных тел среди метавулканических и метатерригенных пород ОЗП, который выполняет троговую (палеорифтовую) структуру в пределах архейского выступа фундамента Сибирской платформы [Шамес, 1962; Левицкий, 2005]. Наиболее известные месторождения магнезита – Онотское и Савинское расположены соответственно на севере и юге ОЗП.

В геологическом строении Онотского месторождения выделяются следующие генетические и возрастные группы пород: (1) породы, в том числе карбонатные, камчадальской и бурухтуйской свит, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, (2) породы, возникшие в результате ультраметаморфизма, представленные разнообразными мигматитами (по сланцам, амфиболитам и гнейсам), гранитоидами и скарнами (по доломитовым и магнезитовым мраморам), и (3) постультраметаморфические породы, представленные, главным образом, низкотемпературными хлоритовыми (по алюмосиликатам) и тальковыми (по скарнам и мраморам), а также средне- и высокотемпературными амфибол-, эпидот-(клиноцоизит)-, гранат-, флогопитсодержащими ассоциациями. Метаморфические и ультраметаморфические процессы приводят также к интенсивной перекристаллизации, скарнированию и оталькованию доломитовых и магнезитовых мраморов. Среди последних доминируют крупнозернистые структурно-текстурные разновидности, часто с постепенными и резкими переходами от разновидностей с низкими содержаниями силикатных и алюмосиликатных минералов (талька, хлорита, серпентина) до почти мономинеральных пород. Мелкозернистые магнезиты встречаются очень редко и не образуют крупных тел.

Настоящая работа является первой попыткой изучения химического и изотопного состава карбонатных пород северной части Онотского зеленокаменного пояса (района Онотского месторождения) для оценки их литогенетической истории. В доломитовых и магнезитовых мраморах определены содержания Ca, Mg, Fe, Mn, Rb и Sr и изучен изотопный состав стронция, углерода и кислорода. Химический анализ включал растворение образцов в 1N HCl и определение содержаний Ca и Mg весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом. Минеральный состав силикокластической примеси определялся методом рентгеновской дифрактометрии. Изотопный анализ кислорода и углерода проведен методом разложения в ортофосфорной кислоте при 95 °С. Измерения проводились на масс-спектрометре Delta V+ в режиме постоянного потока гелия с использованием комплекса GasBenchII и автосэмплера GC PAL. Точность изотопного анализа составляла ±0.1 и ±0.2 ‰ (1σ) для величин δ¹³C и δ¹⁸O соответственно. Содержания Rb и Sr в образцах определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ⁸⁷Rb+⁸⁴Sr. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов.

Изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород проводилось с применением методики селективного растворения [Горохов и др., 1995], которая включала предварительную обработку навески измельченного образца 1N раствором ацетата аммония (NH₄OAc) и последующее растворение остатка в 10%-ной уксусной кислоте (HOAc) (доломиты) или 1N HCl (магнезиты). В неметаморфизованных породах растворенная в NH₄OAc фаза (АМА-фракция) обычно представляет внешние слои карбонатных зерен, отражающие главным образом последнюю вторичную минерализацию, а фаза, растворенная в CH₃COOH (АСА-фракция), хотя и может включать эпигенетическую составляющую, в значительной степени обогащена более ранним карбонатным материалом. Показано, что и для метаморфизованных доломитовых и магнезитовых мраморов ОЗП АМА- и АСА-фракции некогенетичны, причем вторичные фазы, представленные АМА-фракциями, обогащены радиогенным ⁸⁷Sr. Поэтому все представленные ниже результаты относятся к АСА-фракциям карбонатных пород.

Крупнозернистые магнезитовые мрамора камчадальской свиты на Онотском месторождении содержат 1.9-9.6% силикатной составляющей, 0.55-2.48% Ca, 0.12-0.21% Mn, 0.76-0.99% Fe, 0.05-0.11 мкг/г Rb и 3.2-10.4 мкг/г Sr. Измеренные изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr заключены в пределах 0.70985-0.72003, значения δ¹³C колеблются от -1.7 до -0.9‰ (PDB), а величина δ¹⁸O составляет 9.6±0.2 ‰ (SMOW). Доломитовые полосчатые мрамора камчадальской свиты, отобранные из канав в 2-3 км к северо-востоку от Онотского месторождения, включают 0.9-2.2% силикатной примеси и содержат 21.6-22.0% Ca и 12.4-13.0% Mg. Отношение Mg/Ca в них (0.58) понижено относительно стехиометрического доломита (0.61), а содержания Mn и Fe составляют соответственно 0.12-0.46% и 0.48-1.12%. Концентрации Rb и Sr варьируют в пределах 0.08-0.36 мкг/г и 18.0-34.8 мкг/г соответственно. Измеренные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr лежат в диапазоне 0.70707-0.71022. По сравнению с магнезитовыми доломитовые мрамора характеризуются повышенными средними содержаниями Mn (в 1.8 раз) и Fe (в 1.1 раз), но более низкими величинами отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Пониженная концентрация Sr и повышенные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в камчадальских доломитовых мраморах по сравнению с доломитами других архейских зеленокаменных поясов (Veizer et al., 1989, 1990) указывают на значительные вторичные изменения, которые, возможно, обусловлены нахождением камчадальских мраморов в зоне разлома. Величины δ¹³C в камчадальских доломитовых мраморах лежат в пределах от -0.7 до -0.6‰ (PDB). Значения δ¹⁸O составляют 12.8-14.2 ‰ (SMOW).

Мелко-тонкозернистый доломитовый мрамор бурухтуйской свиты, образец которого был отобран на севере ОЗП за пределами тальковых рудников, включает 0.6% силикатной примеси, содержит 23.4% Ca и 12.9% Mg. Отношение Mg/Ca (0.55) в нем значительно ниже, чем в стехиометрическом доломите, что соответствует 5%-ой примеси кальцита. Содержание Mn составляет 0.023%, Fe 0.28%, Rb 0.12 мкг/г, Sr 32.4 мкг/г. Измеренное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70633) – самое низкое из всех, полученных до сих пор для карбонатных пород ОЗП. Величины δ¹³C и δ¹⁸O в бурухтуйском доломитовом мраморе составляют 0.8 ‰ (PDB) и 17 ‰ (SMOW) соответственно, что указывает на его первичноосадочный генезис и протекание постдиагенетических изменений, затронувших изотопно-кислородную систему. В целом, изотопно-геохимические характеристики этого мрамора позволяют рассматривать его в качестве образца наименее измененных пород по отношению к доломитовым и магнезитовым мраморам камчадальской свиты, которые характеризуются более легким изотопным составом углерода и кислорода и повышенным отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

Полученные результаты свидетельствуют о гомогенности изотопного состава кислорода камчадальских магнезитовых мраморов, в то время, как значение δ¹³C в них слабо варьирует (в пределах ±1‰), попадая в широкий интервал вариаций этого параметра в архейских известняках и доломитах [Veizer et al., 1989, 1990]. Величина же δ¹⁸O в этих мраморах значительно ниже, чем в магнезитах эвкарбонатного типа [Aharon, 1988; Kralik et al., 1989; Melezhik et al., 2001; Kiliyas et al., 2006; Крупенин и др., 2011]. По сравнению с магнезитовыми мраморами доломитовые мрамора бурухтуйской и камчадальской свит на севере Онотского зеленокаменного пояса характеризуются изотопными составами углерода

и кислорода, близкими к составам, характерным для архейских морских доломитов Южной Африки и Канады [Veizer et al., 1989, 1990]. Доломитовые мрамора ОЗП отличаются гомогенным изотопным составом углерода и слабо варьирующим изотопным составом кислорода (в пределах 1.4 ‰).

Комплексное рассмотрение Rb-Sr, C- и O-изотопной систематики показывает, что доломитовые и магнезитовые мрамора камчадальской свиты были изменены в результате взаимодействия с флюидной фазой. Для этих пород наблюдается хорошо выраженная обратная корреляция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с величиной $\delta^{13}\text{C}$ и прямая корреляция с величиной $1/\text{Sr}$. По-видимому, рубидий-стронциевая и углеродная изотопные системы магнезитовых и доломитовых мраморов были нарушены в ходе единого процесса. Гомогенный изотопный состав кислорода в магнезитовых мраморах, обедненный изотопом ^{18}O относительно доломитовых мраморов, указывает на взаимодействие с водной флюидной фазой при умеренно повышенных температурах (выше 100°C) в режиме высоких соотношений флюид-порода.

В случае, если изотопный состав кислорода в водной фазе флюида был близок к океанической воде, температура взаимодействия с магнезитовыми мраморами должна была составлять около 240°C [Chako, Deines, 2008]. При 100°C изотопный состав кислорода магнезитовых мраморов мог формироваться при взаимодействии с флюидом, состав которого отвечал атмосферным осадкам высоких широт ($\delta^{18}\text{O} = -15 \text{‰}$). По-видимому, эта оценка отмечает нижний предел температуры. Если флюидная фаза до начала процесса взаимодействия проходила этап фильтрации по вмещающим силикатным породам, на что указывают высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитовых мраморах, значение $\delta^{18}\text{O}$ в этой фазе могло достигать положительных величин, составляющих первые промилле. В таком случае, оценки температуры равновесия в системе магнезит-вода составили бы 300°C и выше.

Существование флюида с очень высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=1.225$ было установлено [Сандиминова и др. 1990] для постультраметаморфического (с возрастом 633 ± 7 млн лет) этапа эволюции рудного района, отвечающего, по мнению упомянутых исследователей, формированию высокомагнезиальной тальк-серпентиновой и колчеданной кобальт-пиритовой метасоматических рудных ассоциаций в зонах разломов. В то же время, геолого-петрологические исследования в этом районе и теоретические обобщения не свидетельствуют о присутствии пород или метасоматических преобразований, фиксирующих значительное накопление кальция, который должен быть вынесен из зоны реакции в случае замещения доломита магнезитом. Таким образом, существует проблема, которая требует дальнейшего изучения, поскольку имеющиеся материалы еще не достаточны для того, чтобы отождествить флюид, образовавший метасоматиты по сланцам, гранитам и мигматитам, с флюидом, циркуляция которого стала причиной преобразований карбонатных пород.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00810).

Литература

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3-33.

Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А.В. Стабильные изотопы кислорода и углерода как индикаторы магнезиального метасоматоза в отложениях нижнего рифея Южного Урала // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439. № 5. С. 660-664.

Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2005. – 343 с.

Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С., Левицкий В.И. Изотопное Rb-Sr датирование рудоносных формаций Восточного Присяянья // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. всесоюз. совещания. Киев. 1990. С. 143-146.

Шамес П.И. Тектоника Восточного Саяна // Геология СССР. Иркутская область. – М.: Госгеолтехиздат. Т. XVII. 1962. С. 136-186.

Aharon P. A stable isotope study of magnesites from the Rum Jungle uranium field, Australia: implications for the origin of strata-bound massive magnesites // Chemical Geology. 1988. V. 69. № 1/2. P. 127-145.

Chacko T., Deines P. Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation factors in carbonate systems // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. № 15. P. 3642-3660.

Kiliass S.P., Pozo M., Bustillo M. et al. Origin of the Rubian carbonate-hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence // Mineralium Deposita. 2006. V. 41. № 7. P. 713-733.

Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmann D. Carbon and oxygen isotope systematics of magnesite: a review // Möller P. (ed.) Magnesite: geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates. Monogr. Ser. Mineral. Deposits. 1989. V. 28. P. 197-223.

Melezhik V.A., Fallik A., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Paleoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // Sedimentology. 2001. V. 48. № 2. P. 379-397.

Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W., von Brunn V., Mason T.R., Buck S.G., Hoefs J. Geochemistry of Precambrian carbonates: 3 - Shelf seas and non-marine environments of the Archean // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V. 54. № 10. P. 2717-2729.

Veizer J., Hoefs J., Lowe D.R., Thurston P.C. Geochemistry of Precambrian carbonates: 2 - Archean greenstone belts and Archean sea water // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. V. 53. № 4. P. 859-871.

ПРОБЛЕМЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Денисова Ю. В.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Одной из актуальных проблем современной геохронологии является определение и надежное датирование древнейших образований. Высокая физико-химическая устойчивость циркона к воздействию наложенных процессов, связь облика и внутреннего строения минерала с условиями формирования и преобразования пород обусловили его применение в качестве основного минерала-геохронометра.

При определении абсолютного возраста тем или иным методом возникает вопрос о сохранности U-Pb изотопной системы минерала, которая в течение времени постоянно испытывает потерю составляющих компонентов, что, в свою очередь, приводит к искажению получаемых возрастных характеристик. При одних и тех же геологических условиях структура самого циркона обеспечивает прежде всего степень сохранности изотопной системы.

Миграция компонентов вызвана различными вещественными и структурными неоднородностями. Однако, необходимо учитывать и влияние порообразующих минералов. Разные порообразующие минералы имеют неодинаковые консервирующие и транзитные свойства и тем самым оказывают тормозящее или активизирующее воздействие на миграционные процессы. Это приводит к тому, что для фактически разновозрастных, но имеющих разный химический состав пород, могут быть получены разные возрастные цифры. Так, например, мафические минералы более чутко реагируют на любые изменения условий, создавая тем самым более динамичную для цирконов

среду, что облегчает нарушение равновесия в радиогенной системе. Кроме того, для этих минералов характерны более высокие транзитные свойства, обусловленные кристаллоструктурными особенностями. То есть, фиксируемое состояние U-Pb изотопной системы в цирконе и получаемые на основе его возрастные параметры для цирконов из разных породообразующих минералов в определенной степени зависят от типа содержащего циркон минерала-хозяина.

Химический состав пород также является фактором, влияющим на возрастные величины. Причем, выявлена следующая закономерность: чем выше основность породы, тем в большей степени проявляется склонность данной породы к омоложению реального возраста.

ИЗОТОПНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РЬ НЕКОТОРЫХ МОДЕЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА.

**Дриль С.И., Герасимов Н.С., Сасим С.А., Владимирова Т.А.,
Спирidonов А.М., Ильина Н.Н., Чуканова В.С.**

*Институт геохимии им А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск,
e-mail: sdril@igc.irk.ru*

Исследование характера эволюции изотопного состава свинца в горных породах и рудах является необходимым условием для правильного понимания эволюции земной коры и большинства процессов рудоотложения. Интерпретация данных по изотопному составу свинца с целью использования его как геохимического индикатора процессов магматического петрогенезиса и рудогенеза в древних складчатых поясах (орогенах) основана на плюмботектонической модели, которая в завершающем виде опубликована в [Доу, Зартман, 1982]. В основу этой модели положено предположение о том, что отдельные части мантии, нижней и верхней земной коры могли смешиваться в зонах орогенеза через определенные промежутки времени, начиная с момента формирования континентальной коры. Таким образом, в основе интерпретации данных об изотопном составе свинца в горных породах и рудах лежит принцип обмена вещества между «мантийным (мантийными)» источниками вещества с одной стороны, и «коровым (коровыми)» источниками вещества – с другой.

Авторами исследован изотопный состав рудного свинца в пиритах руд Карийской золоторудно-магматической системы (месторождение Амурская дайка, участок Сульфидный, участок Дмитриевский, рудопроявление Богоча, месторождение Пильное), а также в галенитах руд Ново-Широкинского золоторудно-полиметаллического месторождения Широкинской рудномагматической системы (РМС) Восточного Забайкалья. Подготовка пиритов и галенитов для изотопного анализа свинца проводилась методом двойного изотопного разбавления. Масс-спектрометрические исследования проб месторождений Амурская дайка и Ново-Широкинское проводились на семиколлекторном термо-ионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT262, а остальных объектов Карийской РМС – на многоколлекторном с индуктивно связанной плазмой масс-спектрометре MC-ISP-NEPTUNE plus (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН).

Изотопный состав свинца сульфидных руд Карийской золоторудно-магматической системы. Ключевыми магматическими объектами в рамках этой системы являются Кара-Чачинский массив гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса (J_3 - K_1) с системой сопряженных с ним разнообразных субвулканических и жильных образований, а также рифтогенные базальтоиды ундино-даинской серии позднеюрского возраста [Геологическое строение Читинской области, 1997]. На объектах Карийской рудномагматической системы (РМС) развиты следующие типы продуктивной минерализации:

сложная золото-сульфидно-кварцевая, кварц-турмалин-сульфидная, кварц-актинолит-магнетитовая, сульфидно-кварцевая. Изотопный состав свинца исследовался в пиритах всех типов оруденения.

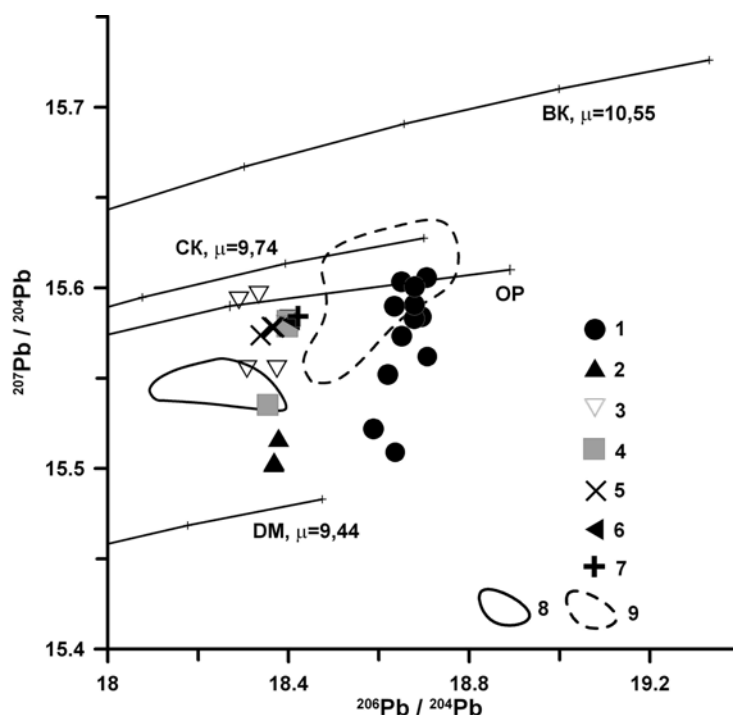


Рис. 1. Диаграмма зависимости $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для сульфидных минералов некоторых полиметаллических и золоторудных месторождений Восточного Забайкалья: 1 – Акатуевского; Почекуевского и Мыльниковско-Хоркиринского Кличкинской РМС; 2 – Ново-Широкинского; рудных проявлений Карийской группы; 3 – Амурская дайка, 4- Сульфидное, 5 – Дмитриевское, 6 – Богоча, 7 – Пильное. Контурами показаны области составов пород: 8 – трахибазальтов и 9 – шшонит-латитов одноименных серии Восточного Забайкалья. Линия эволюции изотопного состава Pb для истощенной мантии (DM) дана по [Zartman, Haines, 1988], а для «орогена» - по [Доу, Зартман, 1982]; СК и ВК – линии изотопной эволюции свинца в средней и верхней континентальной коре даны по модели Стейси-Крамера.

На диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ фигуративные точки составов изотопного состава свинца пиритов лежат между трендами изотопной эволюции свинца в истощенной мантии (DM) и средним составом континентальной коры (рис.1), группируясь в области изотопной эволюции свинца «орогена» и пород трахибазальтовой серии Восточного Забайкалья. Таким образом, в качестве «корового» источника свинца руд Карийской рудно-магматической системы могут выступать породы аккреционного клина Монголо-Охотского пояса (МОП), служившие главной составной частью протолита для выплавления гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса. В качестве «мантийного» источника Pb могут служить базальтоиды трахибазальтовой серии Восточного Забайкалья (J_3-K_1), проявленные в пределах Карийской рудно-магматической системы.

Изотопный состав свинца золото-полиметаллических руд Ново-Широкинского месторождения Широкинской РМС. Широкинская РМС генетически связана с магматическими образованиями шшонит-латитовой серии Юго-Восточного Забайкалья (J_2-3). В отличие от Карийской РМС, Широкинская золоторудная система расположена в пределах Аргунского террейна, имеющего протерозойский фундамент и протерозойско-раннепалеозойский терригенно-карбонатный чехол. Этот субстрат как по возрасту, так и по своим изотопно-геохимическим характеристикам отличен от пород аккреционного клина МОП. Подобная геологическая ситуация могла способствовать вовлечению в рудный процесс свинца с корововыми изотопными характеристиками. Однако, исследованные галениты обладают низкорациогенным изотопным составом свинца (рис.1). Фигуративные

точки составов галенитов располагаются вблизи линии эволюции свинца в истощенной мантии, что подчеркивает тесную связь рудного вещества с истощенным мантийным источником. Это отличает Широкинскую рудно-магматическую систему от Кличкинской, Акатуевской и Карийской, для которых характерен более радиогенный состав свинца сульфидных руд. При этом изотопные составы рудных свинцов всех четырех рудно-магматических систем согласно плюмботектонической модели [Доу, Зартман, 1982] принадлежат к области эволюции изотопного состава свинца «орогенов» (островных дуг или активных континентальных окраин).

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ №11-05-00925, №12-05-00850, №12-05-31334, а также Интеграционных проектов СО РАН №99 и № 87.

Литература

Доу Б.Р., Зартман Р.Е. Плюмботектоника фанерозоя // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир. 1982. С.28-70.

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. – Чита. 1997. – 239 с.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bi-directional transport // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V.52. P.1327-1339.

SR-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА.

Дриль¹ С.И., Лохов² И.К., Куриленко³ А.В., Сандимирова¹ Г.П.

¹*Институт геохимии им А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск,
e-mail: sdril@igc.irk.ru*

²*Центр изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ», С.-Петербург,
e-mail: Kirill_Lokhov@vsegei.ru*

³*ФГУПП «Читагеолсъёмка», Чита*

Существование в пределах Монголо-Охотского пояса (МОП) протяженных фрагментов аккреционных комплексов свидетельствует о масштабных субдукционных процессах вдоль границ палеоокеанического бассейна [Парфенов и др., 2003]. Однако примеры интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов, непосредственно связанных с субдукционной геодинамической обстановкой, в пределах МОП немногочисленны [Дриль, Кузьмин, 1998; Дриль и др., 2006]. Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы пояса в пределах Восточного Забайкалья магматическими индикаторами островодужной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменской свиты, объединяемые в составе Каменского островодужного террейна [Парфенов и др., 2003]. Среди образований береинского комплекса выделяются четыре интрузивные фазы, из которых две ранние представлены габброидами и диоритами, а две более поздние – трондьемитами и плагиогранитами [Рутштейн, 1973]. Согласно стратиграфической схеме [Геологическое строение..., 1997] возраст интрузивных образований и вулканогенно-осадочной толщи принят как позднетриасовый.

Интрузивные породы комплекса на основе общепринятых классификационных критериев относятся как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям. На

геохимических дискриминационных диаграммах они соответствуют островодужным гранитоидам. Каменная свита представлена пропилитизированными в разной степени вулканитами базальт-андезит-риолитового состава, чередующимися с горизонтами туфов, вулканических брекчий, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мультикомпонентные геохимические характеристики основных и средних вулканитов свиты полностью сопоставимы с таковыми в известково-щелочных и толеитовых вулканитах островных дуг, характеризующаясь преобладанием LILE и LREE над HFSE с глубокими минимумами по Nb и Ta на спайдердиаграммах. Отложения уртуйской свиты Восточного Забайкалья являются индикатором зоны субдукции, ограничивавшей Монголо-Охотский палеоокеан с юго-востока (в современных координатах). Свита датируется ранним карбоном [Геологическое строение..., 1997] и представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами среднего и кислого состава, а также базальтами, базальтовыми андезитами, андезитами и риолитами. Все типы вулканитов претерпели зеленокаменные изменения. Стратифицированные отложения прорваны дайками базальтов и риолитов, которые традиционно рассматриваются в составе свиты. Базальты характеризуются резким преобладанием LILE и LREE над HFSE с Nb-Ta минимумами на спайдердиаграммах [Дриль и др., 2006], что является характерным признаком пород, связанных своим происхождением с зоной субдукции.

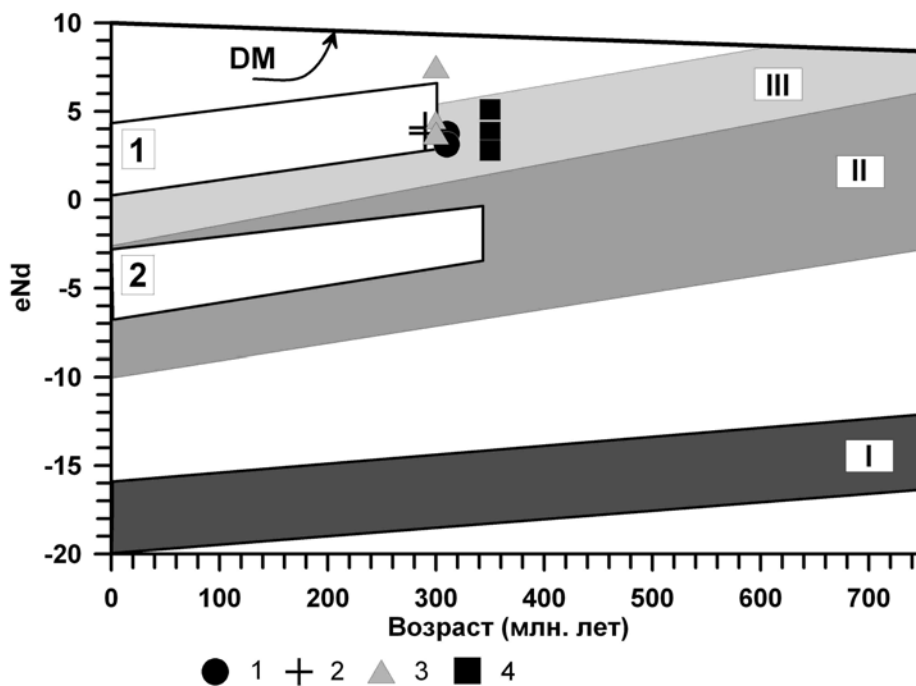


Рис. 1. Эволюционная диаграмма ϵNd -Возраст (МА) для интрузивных пород и вулканогенно-осадочных образований палеоостровных дуг МОП. Условные обозначения: 1 – габбро береинского комплекса; 2 – граниты береинского комплекса; 3 – базальты каменной свиты; 4 – базальты уртуйской свиты; граниты ундинского комплекса. Арабскими цифрами обозначены области эволюции изотопного состава Nd для осадочных и метаосадочных образований: 1 – каменной свиты; 2 – уртуйской свиты. Римскими цифрами обозначены поля эволюции изотопного состава Nd в архейской (I), рифейской (II) и каледонской (III) коровых провинциях Центрально-Азиатский складчатого пояса [Коваленко и др., 1999].

Датирование палеоостроводужных комплексов в пределах Восточного Забайкалья до настоящего времени опиралось главным образом на биостратиграфические данные. Для уточнения возрастного положения интрузивных образований береинского комплекса авторами проведено изотопное датирование габбро-диоритов первой фазы береинского

комплекса по цирконам U-Pb методом на SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ). Выделенные из пробы полупрозрачные и мутные цирконы имеют желтую окраску и представлены идиоморфными, реже субидиоморфными кристаллами призматического облика гиацинтового габитуса с коэффициентом удлинения 1.5-2.5. По девяти точкам получен конкордантный возраст 254.3 ± 5.1 МА, что соответствует верхней перми и заставляет пересмотреть возрастное положение интрузивных пород береинского комплекса и вулканогенно-осадочных образований каменской свиты в сторону их удревнения.

Как интрузивные, так и вулканогенные породы Каменского островодужного террейна имеют положительные величины ϵ_{Nd} (рис.1). Величины $\epsilon_{Nd}(254\text{МА}) = 3.7-7.1$ в базальтах каменской свиты близки с таковыми в диоритах и плагиогранитах Береинского комплекса – $\epsilon_{Nd}(254\text{МА}) = 1.7-3.7$, что соответствует Sm-Nd изотопным характеристикам ювенильной каледонской изотопной коровой провинции Центральной Азии [Коваленко и др., 1999]. Близки и модельные Nd изотопные возраста базальтов – $T_{Nd}(DM) = 919$ МА и интрузий среднего-кислого состава – $T_{Nd}(DM-2) = 766-941$ МА. Изотопные Sr-Nd характеристики магматических пород Каменского островодужного террейна (рис.2) близки к таковым для вулканитов островных дуг с повышенной мощностью коры, например, дуги Хонсю и Зондская. При этом нельзя исключить контаминацию некоторых вулканитов радиогенным стронцием морской воды.

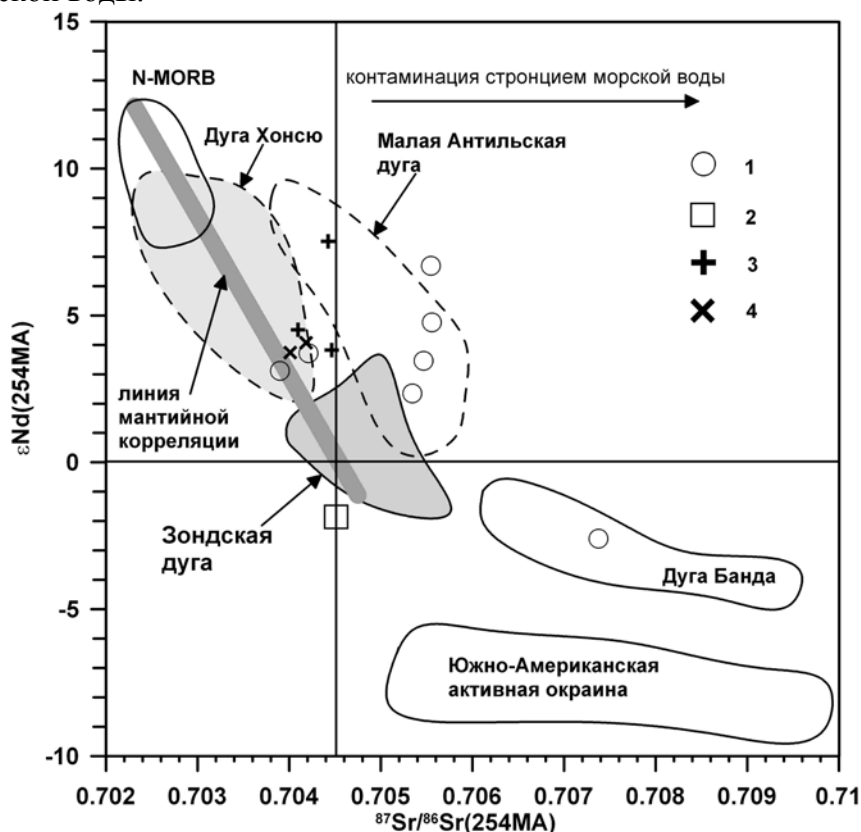


Рис. 2. Sr-Nd изотопная систематика вулканогенных и интрузивных образований Каменского островодужного террейна и уртуйской вулканогенно-осадочной свиты. Условные обозначения: 1 – metabазальты уртуйской свиты; 2 – метариолиты уртуйской свиты; 3 – metabазальты каменской свиты одноименного террейна; 4 – гранитоиды Каменского террейна.

Метабазальты уртуйской свиты имеют как положительные величины $\epsilon_{Nd}(350\text{МА}) = +2.3-6.7$ (рис.1), так и отрицательные $\epsilon_{Nd}(350\text{МА}) = -3.1$. При этом значения $T_{Nd}(DM)$ для базальтов с величинами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0.145$ лежат в пределах 820-940 МА, что отвечает Sm-Nd изотопным характеристикам ювенильной каледонской изотопной коровой провинции Центральной Азии.

Изотопная Sr-Nd систематика метавулканитов уртуйской свиты (рис.2) свидетельствует о контаминации части составов исследованных базальтоидов стронцием морской воды, что вызвало смещение точек их составов с линии мантийной корреляции в область более радиогенного состава стронция. Точка состава эпсилон-отрицательного метабазальта (рис. 2) ложится в поле составов вулканитов дуги Банда, обладающей повышенной мощностью коры. Состав последних формируется в результате контаминации расплавов островодужной природы осадочным материалом, содержащим значительную долю вещества зрелой континентальной коры.

Поступление ювенильного вулканогенного материала в бассейн осадконакопления не могло не сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и активных континентальных окраин. Примером таких образований служат вулканогенно-осадочные и осадочные породы каменской и уртуйской свит Восточного Забайкалья. Туфоалевролиты каменской свиты имеют положительные значения $\epsilon Nd(254) = +2.8-6.4$ (рис.1) при $T_{Nd}(DM-2) = 547-849$ МА, что свидетельствует о значительной доле относительно молодого ювенильного корового вещества в составе этих осадочных пород. В отличие от вулканогенно-осадочных пород каменской свиты исследованные туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины $\epsilon Nd(350) = 0.1-(-3.2)$ при более древних модельных Nd изотопных возрастах – $T_{Nd}(DM-2) = 1057-1376$ МА. Это свидетельствует о большей доле древнего корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменской.

Исследования поддерживаются грантами РФФИ № 11-05-00925 и № 12-05-00850.

Литература

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. – Чита. 1997. – 239с.

Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // Доклады академии наук. 1998. Т.360. №2. С.241-245.

Дриль С.И., Татарников С.А., Казимировский М.Э. Вулканиты уртуйской свиты Восточного Забайкалья – геохимические особенности и геодинамическое положение // Материалы совещания геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск. 2006. Выпуск 4. Т.1. С.101-104.

Коваленко В.И. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. №3. С.21-41.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. №6. С.7-41.

Рутштейн И.Г. Деформации и метаморфизм верхнего триаса Ингодино-Шилкисного прогиба (Восточное Забайкалье) // Метаморфические комплексы востока СССР. Владивосток. 1973. С.122-135.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ АДАКИТОВ И НЕВ БАЗИТОВ ХРЕБТА МУНКУ-САРДЫК (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).

Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандмирова Г.П.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: esv@jgc.irk.ru*

Согласно полученным ранее результатам гранитоиды и НЕВ (высокониобиевые) базиты хребта Мунку-Сардык являются продуктами плавления источника, образовавшегося при взаимодействии адакитовых магм на породы субконтинентальной литосферной мантии [Ефремов, 2009а; Ефремов, 2010]. Возраст этого источника был оценен на основании Rb/Sr изотопного метода и составил 2500 ± 100 млн лет [Ефремов, 2009б]. Вновь полученные результаты по содержаниям изотопов Sr, Nd, Pb в базитах и гранитоидах позволили протестировать и детализировать эту модель.

Анализ новых данных для разных изотопных систем показал, что базиты и гранитоиды не могли образоваться за счет плавления раннепалеозойской ювенильной континентальной коры, «дестабилизированной» в пределах коллизионного орогена, как это предполагается современными геодинамическими моделями.

Они являются продуктами плавления древнего источника вещества. Источник базитовых и тоналитовых магм, скорее всего, расположен в пределах субконтинентальной литосферной мантии. Этот же домен может быть источником вещества для части производных кислых магм, что вполне соответствует генетической модели, изложенной в работе [Martin et al., 2005]. Другая часть гранитоидов является продуктом плавления древнего корового источника. Этот источник наиболее целесообразно сопоставить с породами серогнейсового основания, слагающего фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента.

Распределение точек составов на изотопных диаграммах позволяет говорить о изотопном неравновесии в магматической системе. Это неравновесие для продуктов плавления мантийного источника может быть обусловлено его морфологией. Согласно модели из работы [Foley, 1992] источник может представлять собой систему прожилков, сложенных минералами метасоматической ассоциации (продукты кристаллизации адакитовых магм), в породах субконтинентальной литосферной мантии.

Для более кислых составов вариации изотопных характеристик могут быть объяснены с позиций модели смешения между кислыми коровыми расплавами и продуктами плавления геохимически специализированного источника, расположенного в субконтинентальной литосферной мантии.

Возраст источников вещества был оценен с помощью модельных датировок по изотопам Nd и Pb. Все полученные датировки укладываются в интервал 2600–2700 млн лет, что позволяет связать их образование с процессом формирования серогнейсовой коры, слагающей основание Тувино-Монгольского микроконтинента.

Литература

Ефремов С.В. Главные причины эволюции вещественных характеристик раннепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна (на примере массива хребта Мунку-Сардык) // Геохимия. 2009а. № 3. С.1-16.

Ефремов С.В. Адакитовый гранитоидный магматизм Восточного Саяна, генетические особенности и источники вещества // Геохимия. 2009б. № 11. С.1223-1229.

Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна. Геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С.1185-1201.

Foley S. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // Lithos, 1992, V. 28. P.435-453.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf) И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (УРАЛ, РОССИЯ)

Недосекова¹ И.Л., Беляцкий² Б.В., Шарыгин³ В.В.

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail:vladi49@yandex.ru;

²ВНИИ Океангеология, г. Санкт-Петербург,
e-mail:bbelyatsky@hotmail.ru;

³Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail:sharygin@igm.nsc.ru

Ильмено-Вишневогорский комплекс (ИВК) – один из крупнейших щелочных комплексов миаскитов, фенитов и карбонатитов с REE-Zr-Nb минерализацией, расположенный в Уральском складчатом поясе. Изотопное датирование пород и минералов ИВК с использованием разных изотопных методов (Rb-Sr и Sm-Nd изохроны по валовым составам пород и минералам – TIMS; локальное U-Pb-датирование; Lu-Hf изотопная систематика цирконов – SHRIMP и лазерная абляция (La-ICP MS); TIMS-U-Pb датирование цирконов и пироксенов) показало несколько возрастных кластеров (млн лет) – 446-420 (O₃-S); 388-383 (D₂₋₃); 335 (C₁) и 282-231 (P-T). Возрастные кластеры, установленные в породах ИВК, находятся в соответствии с основными этапами тектонического развития Уральской складчатой области [Пучков, 2010] и фиксируются изотопным датированием в других структурно-вещественных комплексах Южного Урала [Echtler et al., 1997].

Изотопные параметры ИВК (миаскит-карбонатитовый комплекс: $\epsilon_{\text{Sr}} = -6...-10$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +3...+6$, $\epsilon_{\text{Hf}} = +4...+6$; Булдымский ультраосновной массив с карбонатитами: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70421-0.70470$, $\epsilon_{\text{Sr}} (+6...+8)$, $\epsilon_{\text{Nd}} (+1...-3)$ и $\epsilon_{\text{Hf}} (0...-2)$) показывают от умеренно деплетированных до умеренно обогащенных (типа EM1) изотопных составов и требуют деплетированного мантийного источника [Kramm et al, 1983; Недосекова и др., 2009; 2010]. Необходимо отметить, что аналогичные изотопные составы и линии развития изотопных систем имеют рифтогенные карбонатитовые комплексы ультраосновной щелочной формации (УЩК) (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская и др. провинции), которые локализованы в докембрийских кратонах и в краевых частях платформ. Деплетированный характер источника магм предполагает, что происхождение УЩК и карбонатитов связано с глубинной мантией, возможно с мантийными плюмами и/или со смешением плюмового компонента с обогащенным компонентом типа EM1 [Kramm 1993; Kramm, Kogarko, 1994; Bell, 2001; Kogarko et al., 2010 и др.]. Вполне обоснованно предположить, что ИВК имеет аналогичный комплексам УЩК источник магмообразования. При этом полученные изотопные данные не исключают возможности генерации щелочных магм ИВК при процессах плавления пород нижней коры или океанической коры, а также участие в качестве субстрата плавления пород УЩК, которые имеют идентичные изотопно-геохимические характеристики.

В результате изотопно-геохимических исследований установлено, что породы ИВК (как миаскиты, так и карбонатиты) обладают дивергентными изотопно-геохимическими характеристиками, сближающими их, с одной стороны, с рифтогенными карбонатитовыми комплексами УЩК, с другой стороны, – с коллизионными щелочными карбонатитовыми комплексами, формирующимися в зонах коллизии на заключительных стадиях развития орогенов при постколлизионном растяжении. Дивергентность изотопно-геохимических характеристик ИВК, вероятно, обусловлена продолжительной историей его формирования, связанной с основными тектоническими этапами становления Уральской складчатой области. Полученная совокупность геохронологических данных свидетельствует о том, что ИВК внедрился в породы кристаллического фундамента (PR₁) в нижнем палеозое и подвергся значительным преобразованиям в процессе становления Уральской складчатой

области. Геохронологические данные фиксируют внедрение щелочных пород и карбонатитов (O-S₁) и продолжительный метаморфогенный этап становления ИВК, с которым связаны процессы анатексиса, пегматитообразования, метасоматоза и рудообразования, широко проявившиеся в породах ИВК на коллизионном (D₂₋₃, C₁) и постколлизионном (P-T) этапах развития Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке совместных проектов УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-103 и программы Президиума РАН № 12-П-5-2015.

Литература.

Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu–Hf-изотопии в цирконах // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435. № 2. С. 234-239.

Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. №2. С. 157-181.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. – Уфа: Дизайн Полиграф Сервис. 2010.– 280 с.

Bell K. Carbonatites: relationships to mantle plume activity. In: Ernst R., Buchan K.L. (eds) Mantle plumes: their identification through time // Geological Society of America Special Papers. 2001. P. 267-290.

Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al. The Tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229-251.

Kramm U. Mantle components of carbonatite from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: a Nd–Sr study // European Journal of Mineralogy. 1993. № 5. P. 985-989.

Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // The Journal of Geology, 1983. V. 91. P. 427-435.

Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centers, Kola alkaline province, Russia // Lithos, 1994. V. 32. P. 225-242.

Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // Miner. Petrol. 2010. V. 98. P. 197-208.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОЛИФОРМАЦИОННОГО МАГМАТИЗМА КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Полин¹ В.Ф., Мицук² В.В., Ханчук¹ А.И., Сандимиров³ И.В.,
Игнатьев¹ А.В., Веливецкая¹ Т.А.

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток; e-mail: vfpolin@mail.ru

²ЗАО «Зональное», г. Южно-Сахалинск; e-mail: vvm20007@mail.ru

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва; e-mail: igsand@mail.ru

Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП), одна из зон мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) Алданского щита, представлена серией многофазных вулканоплутонических сооружений центрального типа, протянувшихся (более, чем на 300 км) в виде дугообразной магматогенной структуры от хребта Кондёр в Аяно-Майском районе Хабаровского края в пределы южной части республики Саха (Якутия). Одновозрастные и когенетичные породам ККЮМП магматические образования известны в пределах еще 12 ареалов на территории Алданского щита. Возникновение их синхронизируется с мощной вспышкой внутриплитного магматизма в позднем мезозое. Возраст заложения, степень и стиль деформаций, петрогенезис продуктов магматической деятельности, продолжительность магматизма в ККЮМП принадлежат к ключевой информации, необходимой для оценки валидности существующих геодинамических моделей развития Сибирского континента [Парфенов и др., 1993; Ханчук и др., 1997 и др.] и выявления фундаментальных причин зарождения и затухания магматизма в зонах ТМА.

С этих позиций нами исследованы изотопные характеристики представительных пород четырех позднемезозойских комплексов ККЮМП: субщелочно-диоритоидного учурского, монцонит-сиенитового кеткапского, тефрит-фонолит-щелочнотрахитового бокурского и фойдо-щелочносиенитового дарьинского. Их геологическая, петрографическая, петролого-геохимическая и частичная геохронологическая характеристики приведены в ранее опубликованных работах [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2004; 2006; 2008; 2012 и др.]. Вместе с тем, многие вопросы геологии и петрологии полиформационного мезозойского магматизма ККЮМП и всей области ТМА Алдана еще требуют своего решения. В том числе, остается дискуссионным вопрос, за счет каких источников и в результате каких процессов произошло почти синхронное формирование больших масс магматитов столь различного состава. По мнению ряда исследователей [Богатиков, Симон, 1997; Кононова и др., 1995 и др.], источник калиевых пород Центрально-Алданской зоны ТМА – метасоматизированная мантия, по изотопному составу близкая к ЕМ-I. Предполагаемый этими авторами мантийный метасоматоз имеет древний (порядка 1.5-2 млрд лет) возраст и связан с затягиванием корового материала в мантийные глубины через тектоносферную воронку. По материалам наших геохимических исследований [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2004; Полин, Ханчук и др., 2006; Полин др., 2008 и др.] предложена иная модель петрогенезиса позднемезозойских полиформационных магматитов. Приводимые в работе новые данные по изотопии стронция, неодима и кислорода позволяют более обоснованно подойти к решению вопроса об источниках щелочных и субщелочных пород ККЮМП.

По результатам измерений изотопных отношений наблюдаются относительно большие диапазоны значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ для представителей разных фаз каждого из изученных комплексов. Наибольшие их вариации устанавливаются в субщелочных образованиях, наименьшие – в щелочных вулканитах, промежуточные – в щелочных плутонитах. Имеет место корреляция между величиной кремнекислотности и содержанием в породах ^{18}O , что закономерно.

Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (+2.6 ‰) наблюдаются в шохоните и щелочном трахиандезите бокурского комплекса, что в целом согласуется с кларковыми тенденциями (пониженные содержания ^{18}O характерны для ультраосновных и основных пород). В то же время, они аномально низки относительно магматических пород вообще и щелочных, в частности, и более, чем вдвое, отличаются в меньшую сторону от средних значений для подобных типов пород [Фор, 1989 и др.]. Ставшее классическим объяснение таких аномалий влиянием метеорных вод вряд ли приемлемо в нашем случае, поскольку, во-первых, породы принадлежат к разряду вулканитов, следовательно, застывали быстро, и это затрудняло бы процесс переустановки изотопных равновесий; во-вторых, они содержат мало магнетита, но много щелочей, что наводит на мысль об ответственности за низкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, в первую очередь, химического состава родоначальных расплавов, обусловленного составом (в том числе, изотопным) плавящегося протолита. Тем не менее, учитывая работу Фридмана и О'Нейла [Friedman I. and J.R. O'Neil, 1977; цитируется по Фор, 1989], доказавшую возможность взаимодействия метеорной воды с магмой даже при температурах ликвидуса, полностью исключать возможность уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ за счет этого механизма в щелочных вулканитах бокурского комплекса все же нельзя. Однако, мы останавливаемся на предположении, что подобная величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ была характерна для первоисточника расплавов, на основе, помимо высказанных соображений, также данных о «мантийных» значениях как инициальных изотопных отношений стронция и неодима, так и величин Rb/Sr в этом типе вулканитов [Полин, Сахно, Соляник, 2004]. В то же время, в феолите, имеющем смешанные, «мантийно-коровые» значения рубидий-стронциевого отношения, величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (+6.4‰) значительно выше, чем в щелочных базитах и попадает в поле значений, вполне обычных в основных и средних породах.

Максимальные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ наблюдаются в субщелочном кварцевом диорите первой фазы учурского (субщелочно-диоритоидного) комплекса (+10.1‰) и граносиените четвертой фазы кеткапского (монзонит-сиенитового) комплекса (+9.2‰). Для граносиенита значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ попадает в разряд «нормальных» для кислых магматитов, в то время как для диорита, оно явно превышает среднетиповые величины. С учетом того, что значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ в пробе субщелочного диорита является максимальным из наблюдаемых даже и в более кислых породах учурского комплекса (равно, как и прочих комплексов ККЮМП), факт требует специального объяснения. Представляются возможными несколько вариантов. Один из них, на наш взгляд наиболее вероятный – обогащение породы ^{18}O на этапе становления плутона за счет изотопного обмена расплава с вмещающими высокоизвестковистыми осадочными породами (доломитами, доломитистыми песчаниками и алевролитами), возможно, и при участии метеорных вод. Альтернативные варианты: 1) обогащенный состав плавящегося протолита; 2) изотопный обмен с ксенолитами метаморфических пород, которыми обильно насыщены диоритоиды и андезитоиды первой фазы учурского комплекса. Следует отметить, что предполагаемый обмен кислородом между расплавом и вмещающими породами не повлиял на рубидий-стронциевую систему диоритов первой фазы, поскольку стронциевые изотопные отношения в них практически неотличимы от таковых в породах других фаз комплекса.

В целом, исключая рассмотренный случай, различия между щелочными и субщелочными образованиями имеют первопричиной, вероятно, различия в изотопном составе плавящихся субстратов: предположительно мантийного – для щелочнобазитовых пород и нижнекорового, метаморфогенного – для субщелочных магматитов. Щелочно-салические образования в своем изотопном составе несут признаки вероятного смешения корового и мантийного вещества. Не обнаружены следы какого-либо влияния на распределение изотопов кислорода процессов фракционной кристаллизации.

В отношении распределения изотопов неодима и стронция: практически все магматические породы отвечают $\epsilon\text{Nd}(-)$ типу с мало различающимся первичным изотопным составом стронция, но варьирующими от близких к BSE до несколько превышающих EM-I первичными изотопными отношениями неодима, что явно свидетельствует о различиях

источников родоначальных расплавов для разных типов пород. Подобное распределение фигуративных точек тяготеет к гиперболе смещения пород нижней континентальной коры и континентальных оливиновых базальтов, по [Фор, 1989], на уровне 0.1-0.2 частей примеси гранулитового вещества. Сходные данные приведены в [Богатиков, Симон, 1997; Кононова и др., 1995] для пород Мурунского массива и Центрально-Алданской зоны ТМА Алданского щита, где они трактуются, как признаки происхождения пород из расплавов, образовавшихся в метасоматизированной мантии (типа EM-I). Подобному представлению в нашем случае противоречит изотопия неодима и стронция в малиньите и вишневитовом сиените дарьинского комплекса, наиболее приближенных по составу к родоначальным для его пород расплавам. Их изотопные составы близки примитивной мантии (либо BSE), но никак не обогащенной. Тренд, направленный к области составов обогащенной мантии типа EM-I, образуют щелочно-салические породы как этого комплекса, так и бокурского, для которых, по данным геохимии, предполагается «мантийно-коровое» происхождение. На этот же тренд, совпадающий с гиперболой смещения производных деплетированной мантии и нижнекоровой компоненты, попадают и составы всех субщелочных пород ККЮМП. Здесь важно подчеркнуть, что фигуративные точки амфиболитов и кристаллосланцев из комплекса кристаллического основания Алданского щита также близки к полю составов EM-I.

Величины модельного Sm-Nd возраста источников магм для учурских пород составляют: $T_{DM} = 1570-1226$ млн лет, $T_{DM2} = 1498-1284$ млн лет; для кеткапских получены более высокие значения: $T_{DM} = 1730-1420$ млн лет, $T_{DM2} = 2025-1530$ млн лет; для бокурских – близкие к учурским: $T_{DM} = 1447-1332$ млн лет, $T_{DM2} = 1620-1454$ млн лет. Модельные возраста источников дарьинских магматитов образуют два временных интервала с полутора-двукратным расхождением по величинам: $T_{DM} = 746-655$ млн лет (источник щелочно-базитовых пород) и 1309-1054 млн лет (источники щелочно-салических разностей); $T_{DM2} = 936-771$ млн лет (щелочно-базитовый источник) и 1552-1285 млн лет (источники щелочно-салических образований). Очевидно, что коровая предыстория щелочно-базитовых пород дарьинского комплекса была значительно более короткой, чем таковая кеткапских монзонитоидов и учурских субщелочных диоритоидов-гранитоидов. С учетом вероятной близости изотопного состава щелочно-базитовых дарьинских пород к составу родоначального мантийного расплава для щелочных плутонитов логичным является предположение о мантийном происхождении источника и его неопротерозойском (вендском) возрасте, в первом приближении совпадающим с возрастом пород платиноносного гипербазитового кондёрского комплекса Алдана. Прочие величины модельных возрастов (в том числе и для проанализированных разностей бокурских щелочных базитов) являются, по видимому, гибридными от возрастов корового архейско-протерозойского протолита и мантийного резервуара. Эти данные и их интерпретация значимо разнятся от подобных характеристик, приводимых в [Богатиков, Симон, 1997; Кононова и др., 1995] для Центрально-Алданской провинции.

В кеткапских и учурских породах, имеющих относительно древние, мезо- и палеопротерозойские модельные возраста источников, низкие величины инициального стронциевого отношения увязываются с низкими величинами Rb/Sr (0.002-0.01) в предполагаемых источниках, за которые мы принимаем древние кристаллические породы Алданского щита [Полин, Ханчук и др., 2006; Полин, Сахно и др., 2008 и др.].

Рассчитанные величины $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.09-0.125) отвечают, в большей мере, наблюдаемым в породах континентальной коры (0.05-0.12), чем в мантии (0.12-0.20), хотя многие из них являются пограничными между мантийными и коровыми значениями.

Незначительный разброс стронциевых отношений в субщелочных образованиях, особенно в породах учурского комплекса, свидетельствует о близости составов их источников и об отсутствии значительных нарушений в рубидий-стронциевой изотопной системе этих пород. Все магматиты ККЮМП, судя по низким $I \text{ Sr}_0$ (0.702-0.705), образовались из источников с низким Rb/Sr отношением. Традиционно, подобные источники принято отождествлять с мантией. Однако, учитывая малые величины этого отношения в

изученных метаморфических породах Алданского щита (0.004 – в амфиболите, 0.009 – в метаплагиограните и 0.002-0.01 – в амфиболовых гнейсах), а также данные геохимических исследований [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2004; 2006; 2008 и др.] и материалы этого сообщения, можно предположить, что источником диоритоидов и монцонитоидов ККЮМП была не мантия, а континентальная кора, представленная в изученном регионе архейскими и протерозойскими ортоамфиболитами, ортокристаллосланцами, ортогнейсами, метагранитами и метапелитами.

Согласно данным изотопного исследования, родоначальные расплавы субщелочных пород, как это следует и из материалов предшествующего геохимического изучения, образовались, вероятно, при плавлении разнородного нижнекорового материала с «мантийными» изотопно-геохимическими характеристиками, под воздействием глубинного флюидно-теплового потока, проводником которого служила колонна мантийных щелочнобазитовых магм. Исходные расплавы базитовых щелочных пород дарьинского и бокурского комплексов, судя по комплексу признаков, являлись продуктами глубокого мантийного уровня. Происхождение щелочно-салических магм этих комплексов увязывается с масштабным избирательным усвоением корового материала высокотемпературными флюидизированными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта ДВО РАН, СО РАН и УРО РАН, № 12-2-СУ-08-013.

Литература

Богатиков О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных эпох в истории Земли // Herald of the DGGGMS RAS, 1997. № 2. V. 1. <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/2-97/magma.htm>

Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: Геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35-45.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.

Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю. и др. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 1. С. 83-89.

Полин В.Ф., Сахно В.Г. Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394, № 3 С. 364-367.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монцонит-сиенитового магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 1. С. 74-80.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Соляник А.Н. Петрогенезис дарьинского щелочного комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // Доклады Академии наук, 2004. Т. 398. № 3. С. 384-389.

Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрогенезис золотоносных диоритоидов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409. № 2. С. 241-247.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Тез. XXX тектонического совещ. Москва, 1997. С. 240-243.

Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

ИЗОТОПНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДАРАСУНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Прокофьев¹ В.Ю., Дубинина¹ Е.О., Зорина² Л.Д., Авдеенко¹ А.С., Иконникова¹ Т.А.

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: vpr@igem.ru

²Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: irazor@rambler.ru

Месторождения золота Дарасунского рудного поля представляют собой фрагменты единой флюидно-магматической рудообразующей системы (ФМРС), расположенные на разном расстоянии от магматического очага и различающиеся минеральным составом руд, физико-химическими параметрами рудоотложения и составом рудообразующего флюида [Прокофьев и др., 2008; Prokofiev et al., 2009; 2010 и др.].

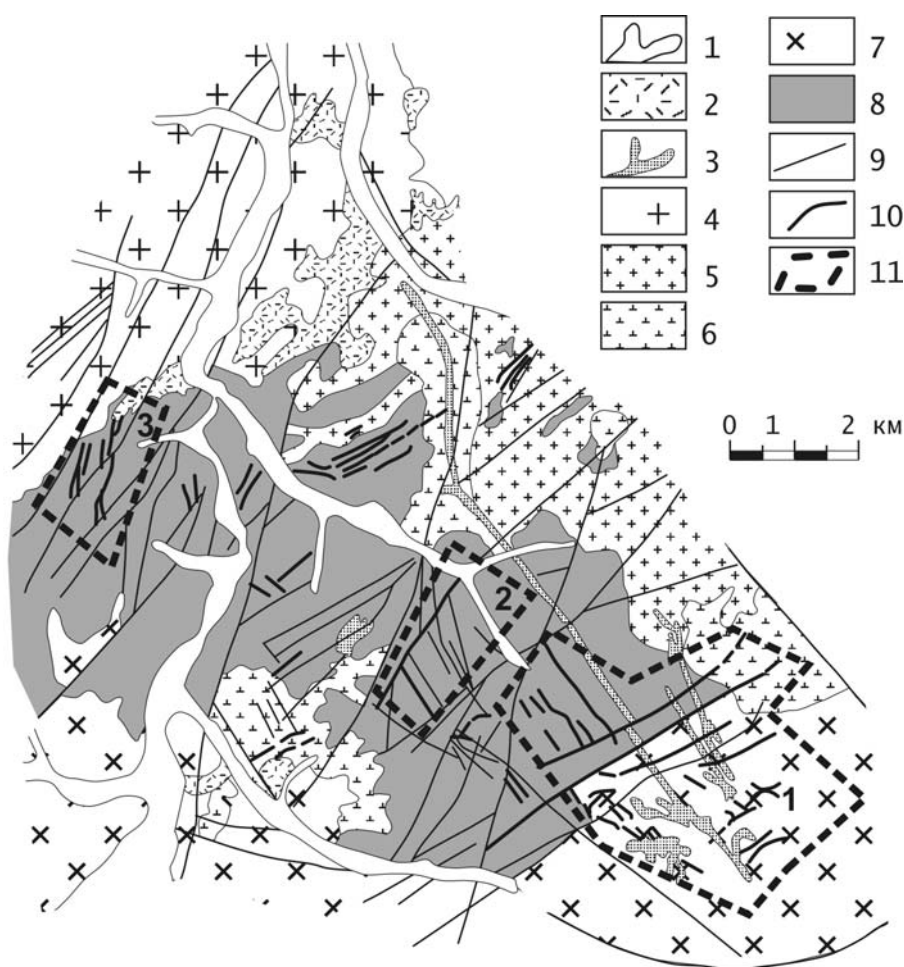


Рис. 1. Геологическая карта Дарасунского рудного поля (по материалам Дарасунской геологоразведочной экспедиции).

1 – аллювиальные отложения; 2, 3 – амуджиканский комплекс (J_{2-3}): 2 – вулканиты, 3 – субвулканические и дайковые тела порфировых пород: диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др.; 4 – амананский комплекс (Т) – биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты; 5, 6 – олекминский комплекс (PZ_3-MZ_1): 5 – биотитовые и лейкократовые граниты, 6 – сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты; 7 – крестовский комплекс (PZ_2) – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 8 – кручининский комплекс метаморфизованных габброидных пород (PZ_1): гранитизированные габбро, амфиболиты, габбро-диориты, троктолиты; 9 – тектонические нарушения; 10 – рудные тела; 11 – месторождения: 1 – Дарасун, 2 – Теремкинское, 3 – Талатуй.

Дарасунское рудное поле приурочено к блоку магматических пород палеозойского возраста и включает в себя три месторождения золота разного масштаба (рис. 1): Дарасун (около 100 т Au), Теремкинское (10 т Au) и Талатуй (около 30 т Au). Месторождение Дарасун представлено скоплением более 200 крутопадающих сульфидно-кварцевых жил с турмалином и большим количеством сульфидов (главным образом пиритом и арсенопиритом) с золотом, вкрапленным в сульфиды и ассоциирующим с сульфосолями и теллуридами висмута. Теремкинское месторождение образовано сочетанием пологих и крутопадающих кварцевых жил с самородным золотом и сульфосолями висмута. Для месторождения Талатуй характерны метасоматические рудные тела с продуктивными золото-турмалин-пирит-магнетитовой и халькопиритовой (с молибденитом) минеральными ассоциациями. Руды месторождений Теремкинское и Талатуй полностью локализованы в основных породах, в то время, как наиболее крупное месторождение рудного поля – Дарасун, находится наполовину в основных, а наполовину – в кислых породах. Руды всех трех месторождений пространственно и генетически связаны с богатыми калием породами амуджиканского субвулканического комплекса средне-верхнеюрского возраста.

Температуры гомогенизации флюидных включений в минералах из руд всех трех месторождений Дарасунской ФМРС свидетельствуют о постепенном увеличении температур начала процесса от месторождения Дарасун к месторождению Талатуй. В целом распределение температур на всех трех месторождениях одномодальное, с максимумом в районе 300-350°C, который совпадает с интервалом наиболее интенсивной гидротермальной деятельности. Установлен также гетерогенный характер рудообразующего флюида для начальных стадий процесса рудоотложения всех трех месторождений.

Исследование флюидных включений показало заметное отличие состава флюидов изученных месторождений. В рудообразующем флюиде месторождения Дарасун зафиксированы максимальные концентрации углекислоты, метана, гидрокарбонат-иона, калия, лития, мышьяка, молибдена, сурьмы, меди, цинка, свинца, тория, урана, галлия, германия, скандия, железа, ванадия, иттрия, индия, олова, бария, вольфрама, теллура, ртути и селена. Во флюиде Теремкинского месторождения обнаружены максимальные концентрации магния, бора, серебра, кадмия, висмута и золота. Рудообразующие флюиды месторождения Талатуй отличаются максимальными концентрациями хлора, сульфат-иона, натрия, кальция, брома, рубидия, цезия, стронция, марганца, таллия и редких земель. В целом, полученные результаты свидетельствуют о фракционировании состава рудообразующего флюида в Дарасунской рудообразующей системе.

Изучен изотопный состав кислорода силикатов и оксидов (турмалина, кварца, магнетита, гематита, КПШ) и карбонатов из руд всех трех месторождений золота. Изотопный состав кислорода силикатов и оксидов изучался методом фторирования с использованием лазерного нагрева. Измерения изотопных отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в выделенном и очищенном кислороде проводились на масс-спектрометре DELTA^{plus} (Finnigan) в режиме двойного напуска. Точность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ этим методом составила $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ). Определение изотопного состава O и C карбонатов проведено методом разложения в ортофосфорной кислоте при 70 °C. Масс-спектрометрические измерения полученного при разложении карбонатов CO₂ проводились на приборе Delta V+ (Finnigan) в режиме постоянного потока гелия с использованием комплекса GasBenchII и автосэмплера GC PAL. Точность изотопного анализа составила ± 0.1 и $\pm 0.2\text{‰}$ (1σ) для величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ соответственно.

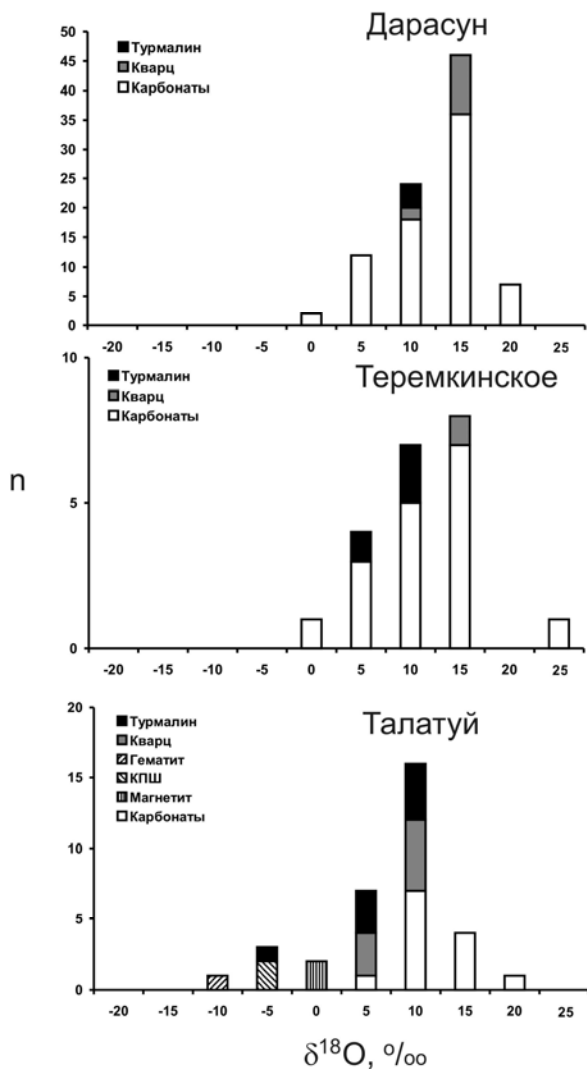


Рис. 2. Величины $\delta^{18}\text{O}$ минералов месторождений золота Дарасунского рудного поля.

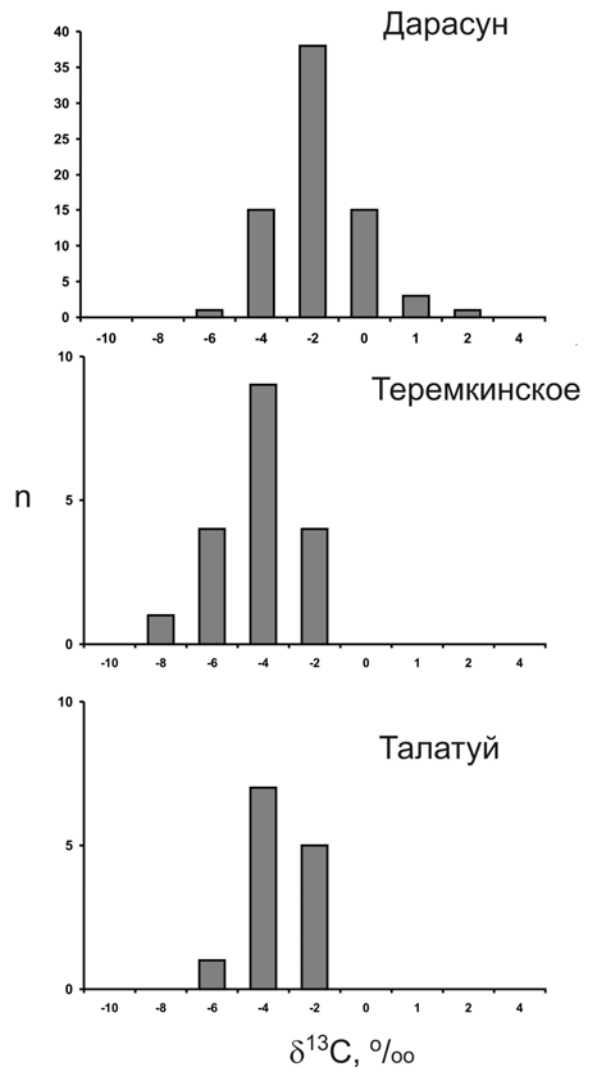


Рис. 3. Величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов месторождений золота Дарасунского рудного поля.

Результаты изучения изотопного состава кислорода минералов руд месторождений Дарасун, Теремкинское и Талатуй приведены на рис. 2. В целом, изотопно-кислородные параметры исследованных минералов всех трех месторождений оказались достаточно близкими, можно отметить лишь небольшую тенденцию к облегчению изотопного состава кислорода минералов руд от месторождения Дарасун к месторождению Талатуй, т. е. с возрастанием начальной температуры рудного процесса. В этом же направлении расширяется диапазон разброса значений $\delta^{18}\text{O}$ преимущественно в область легких составов. Данные по изотопному составу кислорода карбонатных минералов из руд этих месторождений, частично взятые из публикаций [Прокофьев и др., 2007; 2010] и дополненные в настоящей работе, также вписываются в эту закономерность. В пределах отдельно взятых месторождений наблюдается утяжеление изотопного состава кислорода от минералов ранних ассоциаций к поздним карбонатам для руд месторождения Талатуй и обратная тенденция для руд месторождения Дарасун.

Полученные результаты согласуются с поведением изотопного состава кислорода гетерогенного рудообразующего углекислотно-водного флюида в процессе эволюции единой флюидно-магматической системы с начальным изотопным составом водной фазы флюида +7 ‰ для месторождения Талатуй и +9 ‰ для месторождения Дарасун. По современным представлениям эти параметры соответствуют водному флюиду магматогенной природы. Гетерогенизация флюида, содержащего значительные количества углекислоты, сопровождается фракционированием изотопов кислорода. В результате отделения

углекислоты, обогащенной изотопом ^{18}O , из нижних горизонтов рудообразующей системы и ее поступления в вышележащие горизонты происходит обогащение тяжелым изотопом кислорода флюида более высоких горизонтов. Изотопный состав кислорода рудообразующего флюида в нижней части системы при этом становится изотопно-облегченным. После прекращения процесса гетерогенизации конвекция в рудообразующей системе приводит к постепенному выравниванию изотопного состава флюида между разными уровнями, что выражается в облегчении изотопного состава кислорода поздних карбонатов месторождения Дарасун и утяжелении изотопного состава поздних карбонатов месторождения Талатуй.

Исследование изотопного состава углерода карбонатов рудных жил показали наличие легкого по изотопному составу углерода в карбонатах руд месторождений Теремкинское и Талатуй. Этот углерод вполне мог иметь магматический источник. В рудах месторождения Дарасун появляются карбонаты с относительно тяжелым изотопным составом углерода, которые могут свидетельствовать о протекании окислительно-восстановительных реакций, связанных с осаждением золота. Главной реакцией такого рода могло быть окисление железа вмещающих пород, сопровождавшееся восстановлением золота и осаждением его из раствора.

Таким образом, проведенными исследованиями установлено зональное распределение изотопного состава кислорода и углерода в минералах золотых руд месторождений Дарасунской рудной системы, которое можно объяснить разными причинами. Появление флюида с легким изотопным составом кислорода в рудообразующих флюидно-магматических системах может быть вызвано процессами фракционирования изотопов при гетерогенизации флюида, а не поступлением в систему изотопно-облегченных вод метеогенной природы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 12-05-01083-а и № 11-05-12070фи-м) и проекта Международной геологической корреляции Юнеско IGCP 540.

Литература

Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Винокуров С.Ф., Зорина Л.Д., Чернова А.Д., Кряжев С.Г., Краснов А.Н., Горбачева С.А. Золоторудное месторождение Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): химический состав, распределение редких земель, изучение стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах рудных жил // Геология рудных месторождений. 2010. № 2. С. 91-125.

Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Зорина Л.Д., Гарофало П., Гричук Д.В., Селектор С.Л. Флюидный режим Дарасунской рудообразующей системы на разных уровнях глубинности // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. М.: ИГЕМ РАН, 2008. Том. 2. С. 108-112.

Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А., Акинфиев Н.Н., Бакшеев И.А., Краснов А.Н., Юргенсон Г.А., Трубкин Н.В. Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. №1. С. 37-76.

Prokofiev V.Yu., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Baksheev I.A., Grichuk D.V., Krasnov A.N., Selector S.L. Vertical mineralogical-geochemical zoning of Mesozoic Transbaikalia fluid-magmatic gold systems // Large igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Abstracts of the international symposium. Novosibirsk, 2009. P. 251-254.

Prokofiev V.Yu., Garofalo P.S., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Grichuk D.V., Selector S.L. Fluid Inclusion Constraints on the Genesis of Gold in the Darasun District (Eastern Transbaikalia), Russia // Economic Geology. 2010. V. 105. №2. P. 395-416.

Sr, Nd, Hf, Pb ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ ПОДНЯТИЯ ШАТСКОГО (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ) И U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Романова^{1,2} И.В., Мерфи² Д.Т., Хейдольф³ К., Гельдмахер³ Й.

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: romanovaiv@ipgg.nsc.ru*

²*Школа наук о Земле, экологии и биологии, Технологический Университет Квинсланда,
г. Брисбан, Австралия e-mail: i.romanova@qut.edu.au*

³*IFM-GEOMAR, г. Киль, Германия*

Поднятие Шатского – большое океаническое плато (размером ~ 500 000 км²), сформированное 140-150 млн лет назад, в системе тройного сочленения плит, и характеризующееся высокими скоростями магмообразования (1.2-4.6 км³/г), подобно другим Большим Магматическим Провинциям (LIP) [Nakanishi et al., 1999; Mahoney et al., 2005; Bryan, Ernst, 2008]. Плато расположено в северо-западной части Тихого океана и состоит из трех массивов – самого крупного Тамю (возраст внедрения 145 млн лет), Ори (142 млн лет) и наименьшего массива Ширшова (135 млн лет), переходящими в горный хребет Папанина (128-125 млн лет). Сформировалось ли поднятие Шатского внедрением мантийного плюма или в быстроразвивающемся тройном сочленении плит вследствие неглубинных тектонических процессов – вопрос, который остается дискуссионным [Sager, 2011]. Геохимические исследования должны помочь в определении мантийных источников и условий мантийного плавления, которые привели к формированию этой Большой Магматической Провинции [Sager et al., 2010].

Шесть скважин пробурено на трех массивах поднятия Шатского: одна (1213В) во время программы океанского бурения (ODP Leg 198) [Mahoney et al., 2005] и пять (U1346А-U1350А) – во время экспедиции 324 интегрированной программы океанского бурения (IODP) [Sager et al, 2010]. Большинство пород массивов Тамю (скв. U1347А и 1213В) и Ори (скв. U1349А и U1350А) по содержанию SiO₂ и сумме щелочей соответствуют составам базальтов. Аналогичный состав пород установлен и в образцах с расположенного вблизи океанского дна (скв. 1179D) [Mahoney et al., 2005].

Породы из скважин U1347А и 1213В (массив Тамю) и U1350А (массив Ори) показывают близкие к N-MORB мультиэлементные спектры и распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Однако эти наименее измененные породы поднятия Шатского характеризуются небольшим обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми. Сильно измененные базальты массива Ширшова (U1346А) сходны по составу породам из скважин U1347А, 1213В и U1350А, за исключением еще более низких концентраций тяжелых РЗЭ и значительно более высоких содержаний мобильных крупноионных литофильных элементов (U, Cs, Rb). Таким образом, эти базальты показывают наиболее низкие содержания тяжелых РЗЭ среди других пород плато, что, вероятно, свидетельствует о высокой степени частичного плавления или о присутствии граната в источнике.

Породы из скважины U1349А (массив Ори) характеризуются значительно более низкими концентрациями высокозарядных, крупноионных литофильных и легких редкоземельных элементов, чем N-MORB и породы из других скважин (включая U1350А из того же массива). Значение отношения (La/Yb)_N для образцов из U1349А составляет 0.21-0.31, тогда, как для пород из U1346А, U1347А, U1350А возрастает до 1.42-1.63, 1.22-1.73 и 1.10-4.27, соответственно.

Крупноионные литофильные элементы Cs, Rb, K, U и Sr для пород из скважин U1346А и U1349А широко варьируют по содержаниям, при этом они, как правило, характеризуются ярковыраженными положительными аномалиями.

Базальты поднятия Шатского изменены в разной степени, вплоть до полного замещения первичных минералов (оливина, клинопироксена, плагиоклаза) кальцитом, глинистыми минералами, цеолитами и др. Во многих образцах керна скважин на разных

горизонтах были обнаружены породы с высокими U/Pb значениями. Эти повышенные значения отражают урановое обогащение пород в результате циркулирования морских вод и еще более радикальны на границах с осадочными породами. Такие границы обычно показывают высокие значения естественного гамма-излучения. Мы предполагаем, что интенсивность изменения базальтов зависит от степени проникновения морской воды в магматические породы.

Породы из двух скважин – U1346A (массив Ширшов) и U1349A (массив Ори) – отличаются наибольшей степенью замещения пород, также как и наибольшими значениями естественного гамма-излучения. Обе скважины расположены на вершинах массивов поднятия Шатского, где, вероятно, взаимодействие порода-флюид было наибольшим.

Мы приводим наши Pb изотопные данные и эксперименты по растворению для пород с пяти разных горизонтов скважины U1346A. Эти данные могут быть нанесены на Pb-Pb изохрону и показать эволюцию замещения базальтов массива Ширшова. Полученные результаты могут быть сопоставлены с Ag/Ag возрастными данными метаморфизма. Эти исследования важны для изучения циркулирования морских вод в породах океанических плато после окончания вулканизма.

Образцы массива Тамю (U1347A и 1213B) образуют тесные скопления на изотопных графиках Pb, Sr, ϵ Nd и ϵ Hf. Для массива Ори данные (U1350A) также группируются, но не так тесно, как для массива Тамю. Для образцов из скважин U1346A и U1349A получены широкие интервалы значений в изотопных парах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что отражает процессы замещения пород с изменением отношений U/Pb и Rb/Sr. На графике $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, который мог бы отражать возраст магматизма поднятия Шатского, данные для пород из этих скважин попадают на эрохроны в 99 млн лет (U1349A) и 157 млн лет (U1346A). Последнее значение древнее самого плато, и поэтому не имеет значения.

Несмотря на процессы изменения базальтов, значения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и ϵ Nd для скважин U1349A и U1346A, а также ϵ Hf для U1346A не показывают разброса, и, следовательно, гидротермальные процессы не разрушили Th/Pb, Sm/Nd и Lu/Hf системы, и их можно использовать для определения источника. Для более измененных пород изотопные составы несколько ближе к источнику DMM (деплетированной MORB мантии). Тем не менее, все полученные данные по базальтам плато близки друг к другу и попадают в поле (или располагаются вблизи него) Восточно-Тихоокеанского поднятия (скорректированного на время 144 млн лет).

Изотопные данные почти не отличимы от состава Восточно-Тихоокеанского поднятия, предполагая DMM как доминирующий источник пород. Небольшой тренд в сторону DMM от пород наиболее молодого массива Ширшова к массиву Ори и наиболее древнему массиву Тамю прослеживается на графиках $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \epsilon$ Nd и ϵ Hf – ϵ Nd. Такой тренд согласуется с плюм-теорией происхождения плато, где последующие магмы все менее смешиваются с верхнемантийным материалом, отражая нижнемантийный (более примитивный) источник. Таким образом, доминирующий компонент DMM в источнике магматизма поднятия Шатского возможен как при формировании глубинного мантийного плюма, так и в результате близповерхностных литосферных процессов. Более детальные исследования необходимы для того, чтобы подойти к решению этой проблемы.

Литература

Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of large igneous provinces (LIPs) // *Earth-Science Reviews*. 2008. V. 86. № 1-4. P. 175-202.

Nakanishi M., Sager W.W., Klaus A. Magnetic lineations within Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean: Implications for hot spot-triple junction interaction and oceanic plateau formation // *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. 1999. V. 104. № B4. P. 7539-7556.

Mahoney J.J., Duncan R.A., Tejada M.L.G., Sager W.W., Bralower T.J. Jurassic-Cretaceous boundary age and mid-ocean-ridge-type mantle source for Shatsky Rise // *Geology*. 2005. V. 33. № 3. p. 185-188.

Sager W.W., Sano T., Geldmacher J., and the Expedition 324 Scientists. Shatsky Rise formation. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Tokyo: Integrated Ocean Drilling Program Management International Incorporation. 2010, V. 324. doi:10.2204/iodp.proc.324.2010.

Sager W.W. How do oceanic plateaus form? Clues from drilling at Shatsky Rise // Eos. 2011. V. 92. № 5. P. 37-38.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА ЦИРКОНОВ ИЗ ЭКЛОГИТОВ ПО РЕДКИМ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ

Скублов С.Г.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,
e-mail: skublov@yandex.ru*

Геохимические отличия цирконов магматического генезиса от метаморфических, являющихся либо продуктом перекристаллизации первично-магматических цирконов, либо самостоятельными кристаллами, возникающими в ходе метаморфизма, широко используется при интерпретации результатов U-Pb цирконометрии. Общей чертой геохимии метаморфических цирконов является «сглаживание» типичных для магматических цирконов характеристик: например, Th/U отношение, как правило, не превышает 0.2; Eu- и Ce-аномалии редуцированы или отсутствуют; а совместная кристаллизация с гранатом при метаморфизме приводит к понижению содержания HREE в цирконе [Rubatto, 2002 и др.]. Именно для цирконов из эклогитов, в которых гранат присутствует всегда, пологий спектр HREE при низком уровне их содержания, наряду с отсутствием отрицательной Eu-аномалии, является характерным признаком, устойчиво повторяющимся в эклогитах из разных регионов, несмотря на различия их валовых составов [Rubatto, 2002; Liati et al., 2009 и др.].

Нами проведено обобщение максимально большого количества опубликованных на настоящий момент аналитических данных по составу цирконов из эклогитов, чтобы выявить универсальные закономерности распределения в них редких и редкоземельных элементов. Всего было отобрано 877 единичных анализов, выполненных по цирконам из 96 образцов и приведенных в 46 публикациях. Аналитические работы были выполнены преимущественно методом LA-ICP-MS с подчиненным количеством анализов цирконов на ионном микрозонде методом SIMS. Основу выборки составили цирконы из активно изучаемых в последнее время комплексов эклогитов Китая. Эклогиты Европы представлены комплексами Альп, Норвегии, Богемии и Родоп; их дополняют эклогиты из Гренландии и Канады, а также других регионов. В выборке участвуют цирконы из собственно эклогитов (метабазитов), из метаультрабазитов, кислых и средних пород (гнейсов), а также из мраморов, жадеититов и синхронных с эклогитовым метаморфизмом кварцевых жил. Цирконы были разделены на две группы: из комплексов сверхвысокого давления и из обычных по давлению эклогитов.

Усредненный спектр распределения REE в цирконе отличается слабо дифференцированным распределением REE с практически плоским профилем в области HREE на уровне 10 хондритовых отношений, отсутствием Eu-аномалии и редуцированной положительной Ce-аномалией. Характерной особенностью является близкое нормированное содержание Pr и Nd, что приводит к появлению некоторого провала спектра распределения в области Nd – так называемое «Nd-корыто». Половина всех проанализированных цирконов из эклогитов составляет довольно узкую, шириной не более полпорядка содержания, конформную с усредненным составом полосу (рис.). Суммарное содержание REE в цирконах из эклогитов достаточно низкое – около 22 ppm, не превышающее для 95% анализов 107 ppm. Эта величина заметно ниже, чем установлено для цирконов иного, не связанного с эклогитовым метаморфизмом генезиса. Суммарное содержание LREE в цирконах из эклогитов вообще не превышает 2 ppm (95% – 12 ppm). По соотношению HREE-LREE

цирконы из метабазитов и гнейсов практически не отличаются друг от друга. Несколько более низкое содержание HREE – у цирконов из метаультрабазитов и жадеититов, отличающихся друг от друга соответственно повышенным и пониженным содержанием LREE. Составы цирконов из комплексов сверхвысокого и высокого давления значимо не отличаются. Однако при сравнении областей сгущения точек устанавливается тенденция, что цирконы из «нормальных» эклогитов содержат меньшее количество LREE, но большее – HREE.

Величина Eu-аномалии колеблется в районе 1, но допускается существование слабо выраженной как отрицательной, так и положительной Eu-аномалии. Отличия для цирконов из разных по составу пород здесь не устанавливаются. Для цирконов из гнейсов характерна меньшая величина положительной Ce-аномалии – не более 20, для цирконов из метабазитов Ce/Ce* достигает 100. Для цирконов из эклогитов сверхвысокого давления чаще отмечается положительная Eu-аномалия, в цирконах из эклогитов высокого давления Eu-аномалия либо отсутствует, либо слабо выражена и отрицательная. Пологий, почти горизонтальный спектр в области HREE является устойчивой характеристикой цирконов из эклогитов. Цирконы из метабазитов образуют кучное облако точек; цирконы из гнейсов, напротив, отличаются более широким разбросом значения показателя дифференцированности HREE. У цирконов из эклогитов на нормированных графиках распределения REE наблюдается пологий «корытообразный» наклон линии спектра Pr-Nd по сравнению с участком Nd-Sm. В цирконах из гнейсов, испытавших эклогитовый метаморфизм, «Nd-корыто» проявлено слабее.

Содержание Y положительно коррелируется с содержанием HREE и общим содержанием REE, в который HREE вносят гораздо более существенный вклад, чем LREE. Половина всех цирконов из эклогитов по содержанию REE попадает в интервал 20-70 ppm при среднем значении 34 ppm. Цирконы из метабазитов и гнейсов не разделяются по содержанию Y; пониженным содержанием Y характеризуются цирконы из метаультрабазитов. В цирконах из эклогитов высокого давления содержание Y в основном не менее 10 ppm. Самое низкое (меньше 10 ppm) содержание как Y, так и всех REE, отмечено для цирконов из эклогитов сверхвысокого давления.

Цирконы из эклогитов отличаются пониженным содержанием Th, часто даже ниже порога чувствительности аналитического метода. В цирконах из эклогитов у 75% анализов оно не превышает 10 ppm при среднем содержании около 3 ppm. Минимальным содержанием Th отличаются цирконы из жадеититов. Цирконы из метабазитов, по сравнению с цирконами из гнейсов эклогитовой фации, характеризуются более широким спектром содержания Th и большим количеством цирконов с меньшим содержанием. Такая же закономерность устанавливается при сравнении цирконов из эклогитов высокого и сверхвысокого давления – в последних содержание Th, как правило, больше 1 ppm. Содержание U положительно коррелируется с содержанием Th, составляя в среднем 100 ppm, что меньше среднего значения для метаморфических цирконов в несколько сотен ppm. Th/U отношение в цирконах из эклогитов в среднем составляет 0.03 (для 75% цирконов не больше 0.07). Минимальная величина Th/U отношения отмечена для цирконов из жадеититов. У цирконов из гнейсов, по сравнению с цирконами из метабазитов, более низкое Th/U отношение при сопоставимом содержании Th за счет более высокого содержания U. Цирконы из метаультрабазитов характеризуются повышенным значением Th/U. У цирконов из эклогитов высокого давления Th/U отношение не превышает 0.1-0.3.

Содержание Hf максимально в цирконах из жадеититов – до 50000 ppm и более. В среднем оно составляет около 11000 ppm, значительно превышая типовое значение для циркона из соответствующего магматического протолита. В цирконах из метабазитов содержание Hf более низкое, но не меньше 8000 ppm. В цирконах из гнейсов оно около 10000 ppm и больше. Если не рассматривать жадеититы, то цирконы из комплексов высокого и сверхвысокого давления практически не отличаются по содержанию Hf.

Содержание других редких элементов невелико по сравнению с цирконами иного генезиса. Неформульные элементы Sr и Nb, содержание которых повышается только в гидротермально-метасоматических цирконах, присутствуют в количестве, не превышающем 1 ppm. Содержание P тоже невелико, в среднем около 40 ppm и менее 134 ppm для 95% цирконов. Это согласуется с невысоким содержанием трехвалентных REE и Y, вхождение которых в кристаллическую решетку циркона компенсируется изоморфизмом пятивалентного P по ксенотимовой схеме изоморфизма. Содержание Ti в среднем составляет около 8 ppm, варьируя для большинства цирконов от 2 до 35 ppm. Такой разброс значений соответствует диапазону содержания Ti в метаморфических цирконах, к которым возможно применение в цирконе термометра в присутствии Ti-содержащего минерала-буфера и кварца.

Проведенное обобщение всех доступных опубликованных данных по редкоземельному составу цирконов из эклогитов позволяет выявить определенные закономерности состава, не зависящие от конкретных геологических особенностей (возраста эклогитов, регионально-геологического положения, сложности метаморфической истории). Эти закономерности одинаково проявлены в цирконах из различных по составу пород, наиболее распространенных в эклогитовых комплексах – метабазитов и гнейсов. В целом они не зависят от того относятся ли эклогиты к породам сверхвысокого или просто высокого давления и потому являются универсальными закономерностями.

Типоморфная особенность состава цирконов из эклогитов заключается в аномально пониженном содержании Th (в среднем не больше 3 ppm) и величины Th/U-отношения (в среднем 0.03), значительно пониженном содержании всего спектра REE (до 22 ppm) и особенно LREE (менее 2 ppm), пониженном содержании Y (в среднем 34 ppm), U (100 ppm), P (41 ppm) других неформульных для циркона элементов. Спектр распределения REE в цирконах из эклогитов отличается четко выраженным пологим распределением HREE, отсутствием или слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией, сильно редуцированной, по сравнению с цирконами магматического генезиса, положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* - в среднем 11). Примечательной особенностью спектра является «корытообразный» провал в районе Nd, достигающий до появления отрицательной Nd-аномалии. Из всего набора проанализированных элементов в цирконах из эклогитов повышенное содержание отмечается только для Hf (в среднем 11400 ppm).

Вышеперечисленные закономерности позволяют уверенно отличать цирконы, образованные в процессе эклогитового метаморфизма, от цирконов магматического генезиса и цирконов других (амфиболитовой и гранулитовой) фаций метаморфизма с меньшей величиной давления. Причина появления геохимических особенностей состава цирконов из эклогитов традиционно увязывается с совместной кристаллизацией с гранатом – минералом-концентратором HREE и Y [Rubatto, 2002; и др.]. Однако только присутствие граната не объясняет резкой обедненности LREE и другими редкими элементами. К тому же, цирконы, ассоциирующие с гранатом в породах амфиболитовой фации, обеднены Y и HREE в меньшей степени, чем цирконы из эклогитов [Скублов и др., 2009]. Отсутствие отрицательной Eu-аномалии обычно объясняют безплагиоклазовым парагенезисом эклогитов, поскольку плагиоклаз забирает в себя значительную часть Eu в породе по «камуфлированной» схеме изоморфизма совместно с Sr. Но сопоставление цирконов из эклогитов-метабазитов (в отсутствии плагиоклаза) и из гнейсов, испытавших метаморфизм эклогитовой фации, не устанавливает значимых различий по величине Eu-аномалии (Eu/Eu^*). Для цирконов из эклогитов обеих групп наблюдается отсутствие или слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия. В качестве причины обедненности цирконов из эклогитов Th и LREE и аномальности их спектров REE в части Pr и Nd иногда выдвигается одновременность кристаллизации с клиноцоизитом в ходе метаморфизма эклогитовой фации. Минеральный парагенезис эклогитов (гранат, клиноцоизит, отсутствие плагиоклаза) при этом считается определяющим фактором специфичности состава циркона из эклогитов по редким и редкоземельным элементам.

Нам представляется, что повсеместно проявленные особенности состава цирконов из эклогитов (в которых клиноцоизит может и отсутствовать, а плагиоклаз при P 11-12 кбар – присутствовать) сложно объяснить только спецификой минерального парагенезиса эклогитов. Особое внимание следует уделить учету флюидного режима эклогитового метаморфизма, его возможного влияния на транспортировку (вынос) высоkozарядных элементов, которыми обеднен циркон эклогитов, и которые немобильны при обычном метаморфизме.

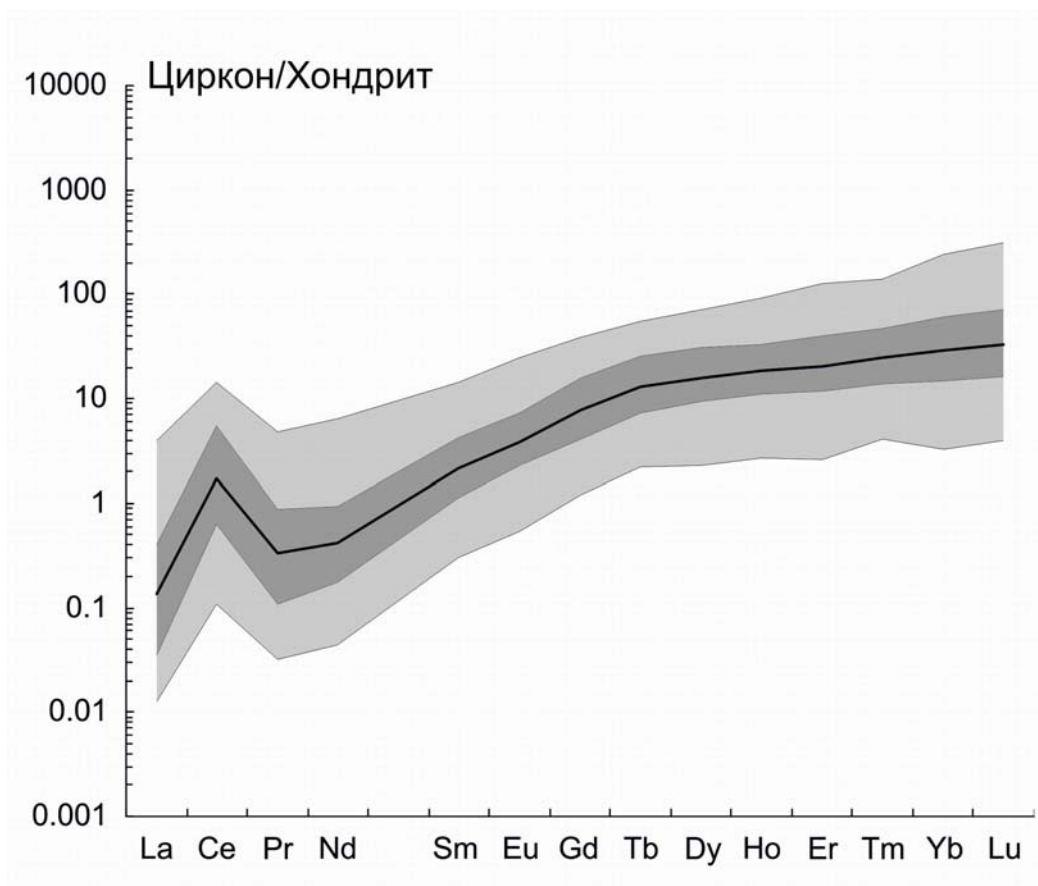


Рис. Обобщенный спектр распределения REE в цирконах из эклогитов различных комплексов мира. Среднее по 877 анализам показано жирной линией; содержание REE в пределах квантилей 5 и 95% (90% анализов) закрашено светло-серым цветом; содержание REE в пределах квантилей 25 и 75% (половина анализов) – темно-серым, соответственно.

Литература

Скублов С.Г., Левский Л.К., Марин Ю.Б., Гембицкая И.М., Азимов П.Я., Ларионов А.Н. Возраст, геохимия минералов и условия образования Шуерецкого месторождения гранатов (Беломорский пояс) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 5. С. 661-667.

Liati A., Gebauer D., Fanning C.M. Geochronological evolution of HP metamorphic rocks of the Adula nappe, Central Alps, in pre-Alpine and Alpine subduction cycles // J. Geol. Soc. 2009. V. 166. P. 797-810.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. V. 184. P. 123-138.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД ШОШОНИТ-ЛАТИТОВОЙ СЕРИИ АЛЕКСАНДРОВО-ЗАВОДСКОЙ ВПАДИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Сасим¹ С.А., Дриль¹ С.И., Травин² А.В., Чуканова¹ В.С., Ильина¹ Н.Н., Семенова¹ Ю.В.

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

e-mail: sasim@igc.irk.ru

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

e-mail: travin@uiggm.nsc.ru

История геодинамического развития Забайкальского сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса в палеозое и мезозое рассматривается рядом исследователей [Парфенов и др., 2003] как необратимый направленный эволюционный ряд различных геодинамических обстановок, возникающих в океаническую, переходную и континентальную стадии, в которых запечатлены конструктивные процессы преобразования океанической коры в континентальную и последующей неоднократной ее деструкции, аккреции и коллизии. Переход складчатого пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития сопровождался на рубеже средней юры - раннего мела широким развитием магматизма, различного геохимического типа [Антипин, 1992; Геохимия мезозойских..., 1984]. Традиционно для территории Юго-Восточного Забайкалья позднемезозойский этап тектонического развития подразделяется на две стадии [Первов и др., 1987]. С эволюцией тектонического режима происходила и смена состава вулканических пород. Для ранней стадии характерно развитие субщелочных эффузивов повышенной калиевоности, относимых к геохимическому типу шошонит-латитовых серий [Геохимия мезозойских..., 1984]. На поздней стадии породы варьируют по составу от трахибазальтов повышенной титанистости до трахидацитов и субщелочных риолитов [Первов и др., 1987].

Традиционно генезис пород шошонит-латитовой серии Забайкалья связывался с процессом взаимодействия флюидонасыщенных мантийных базитовых расплавов и вещества континентальной коры. Процесс ассимиляции основными магмами корового вещества проходил в коровых периферических очагах и совместно с процессом кристаллизационной дифференциации расплавов давал протяженную серию пород от основных через средние к кислым, имеющим «пеструю» геохимическую специфику [Геохимия мезозойских..., 1984; Антипин, 1992].

В пределах северного борта Александрово-Заводской впадины, локализованной в Аргунской структурно-формационной зоне, выделяются интрузивные образования классического проявления магматизма шошонит-латитовой серии – акатуевского комплекса, возраст которого согласно К-Аг изотопному датированию определен в пределах 166-147 МА [Геохимия мезозойских..., 1984], а также три толщи вулканических пород юрско-мелового возраста.

В настоящее время принято следующее подразделение исследуемых интрузивных и стратиграфических образований: акатуевский комплекс включает в себя одноименный массив площадью 45 км² и ряд малых интрузий, вещественно близких Акатуевскому массиву; нижняя (J₂₋₃) и верхняя (J₃-K₁) вулканогенная толщи основного и среднего состава объединены в нижнюю и верхнюю пачки кайласской свиты соответственно и разделены между собой пачкой туфогенно-осадочных пород; кислые вулканы верхней толщи раннемелового возраста отнесены к тургинской свите [Объяснительная записка..., 2000].

В строении Акатуевского массива выделяются три фазы внедрения. Образования первой фазы крайне ограничено распространены в северной краевой части массива и представлены оливиновыми и пироксен-амфиболовыми монцонитами. Породы первой фазы испытали сильное контактное воздействие при формировании пород второй (главной) фазы Акатуевского массива. Вторая (главная) фаза внедрения слагает основную часть массива. Она представлена биотит-амфиболовыми монцонитами и, реже, кварцевыми монцонитами.

Образования третьей (заключительной) фазы внедрения представлены дайками сиенитов, большинство из которых сконцентрировано вокруг массива.

Авторами получены Ar-Ar изотопные датировки амфиболов из пород первой и второй фаз массива: 154.8 ± 4.4 МА и 160.7 ± 3.9 МА. Несколько парадоксальным кажется факт более молодого возраста пород первой фазы по сравнению со второй, хотя в пределах погрешности определения оба возраста практически совпадают. Кроме того, монцониты первой фазы, занимающие крайне незначительный объем интрузии, длительное время находились под влиянием остывающего расплава, сформировавшего породы наиболее объемной второй фазы, что могло повлиять на сохранность изотопной K-Ar системы. Примечательно, что Ar-Ar возраст амфибола из латита нижней пачки кайласской свиты, составляет 161.5 ± 1.7 МА. Этот факт уверенно подтверждает синхронность формирования пород интрузивной и вулканической фаций шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины.

При отнесении магматических образований к шошонит-латитовой серии необходимо учитывать принадлежность их к субщелочному ряду [Богатиков и др., 1981], относительно высокое содержание K_2O [Pecserillo, Taylor, 1976], отношение K_2O/Na_2O в пределах 0.5-2.0 [Wilson, 1989], низкую концентрацию TiO_2 (< 1.3 %) у основных пород, прогрессивно снижающуюся к кислым дифференциатам [Morrison, 1980]. Породы с высоким содержанием TiO_2 (> 1.3 %), несмотря на повышенное содержание в них K_2O , принципиально отличаются от пород шошонитовой серии и относятся к трахибазальтовой серии. Согласно данным критериям, породы Акатуевского массива и вулканы нижней пачки кайласской свиты относятся к шошонит-латитовой серии ($K_2O - 2.83-4.52$ вес. %; $K_2O/Na_2O - 0.5-1.78$; $TiO_2 - 0.17-1.34$ вес. %).

Все типы пород Акатуевского массива характеризуются высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов и обогащенными нормированными спектрами распределения. Породы первой фазы Акатуевского массива характеризуются наибольшими Σ_{REE} (373-453 г/т) и высокой степенью преобладания легких редких земель над тяжелыми ($La/Yb_{(N)} = 31.06-41.38$) при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.72-0.78$). Последнее служит указанием на то, что расплавы, формировавшие оливиновые монцониты и амфибол-пироксеновые монцониты первой фазы были фракционированными относительно полевого шпата, концентрировавшего в своей структуре Eu. Для пород второй (главной) фазы массива величина Σ_{REE} несколько уменьшается и лежит в пределах 300-427 г/т. Нормированный спектр лантаноидов становится менее дифференцированным – $La/Yb_{(N)} = 19.50-41.42$, а отрицательная европиевая аномалия углубляется ($Eu/Eu^* = 0.59-0.86$). Уменьшение величин Σ_{REE} и $La/Yb_{(N)}$ в породах главной фазы внедрения массива по сравнению с породами первой фазы авторы склонны связывать с процессом кристаллизационной дифференциации расплава, в котором кроме силикатных фаз, представленных оливином, клинопироксеном, амфиболом, плагиоклазом и, возможно, K-Na полевым шпатом, значимое участие принимал апатит. Этот аксессуарный минерал резко обогащен легкими лантаноидами и присутствует в виде многочисленных включений в железо-магнезиальных минералах монцонитоидов. Породы третьей (заключительной) фазы имеют самые низкие суммарные содержания REE ($\Sigma_{REE}=152-268$ г/т) и наименее дифференцированные нормированные спектры редких земель – $La/Yb_{(N)} = 8.69-32.62$. Величина отрицательной европиевой аномалии в большинстве пород этой фазы незначительна ($Eu/Eu^* = 0.82-0.94$). Распределение рассеянных элементов в интрузивных породах Акатуевского массива и вулканиках нижней пачки кайласской свиты характеризуется близкими спектрами, что подчеркивает их формирование из единого родоначального расплава и наличие, таким образом, вулкано-плутонической ассоциации (рис. 1). Характерными особенностями интрузивных пород Акатуевского массива по сравнению с вулканической фацией являются более высокие уровни накопления Th, U и Zr. Сравнение составов пород Акатуевской вулкано-плутонической ассоциации со средними составами базальта океанических островов (OIB) на мультикомпонентной диаграмме (рис.1) показывает, что они существенно обогащены по сравнению с OIB такими группами элементов, как LILE (K, Rb, Ba, Sr), LREE, Th и U при существенном дефиците в области

HFSE (Nb, Ti) и Р. Дефицит Nb и Ti свидетельствует о том, что мантийный источник расплавов шошонит-латитовой серии был метасоматически изменен предшествующим процессом субдукции. Воздействие на мантийный субстрат существенно водного флюидного потока, генерирующегося в результате дегидратации погружающейся океанической коры, способствует образованию акцессорных фаз, способных концентрировать HFSE. При последующем плавлении такого мантийного источника, формирующиеся расплавы оказываются существенно обеднены элементами высокочарядной группы. Палеогеодинамические реконструкции для Монголо-Охотского складчатого пояса [Парфенов и др., 2003] указывают на существование в позднем палеозое зон субдукции по периферии одноименного палеоокеана. Эти субдукционные процессы должны были оказать метасоматизирующее воздействие на значительные объемы мантии, сопряженной с зонами субдукции. Посторогенные (внутриплитные) магматические образования, проявленные в мезозойское время в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса, могли в той или иной степени унаследовать черты мантийного источника, претерпевшего в прошлом субдукционный метасоматоз. Характерным примером магматических пород такого генезиса могут служить породы шошонит-латитовой серии Забайкалья. Ярво проявленный дефицит HFSE указывает на связь этих магматических пород с субдукционной геодинамической обстановкой, а высокие содержания LILE и легких REE указывают на внутриплитный характер магматических расплавов. Подобный пример иллюстрируют интрузивные породы раннеюрского комплекса Тонгши восточной части Северо-Китайского кратона, сформировавшиеся в постколлизиионной геодинамической обстановки (рис. 1, кривая 4).

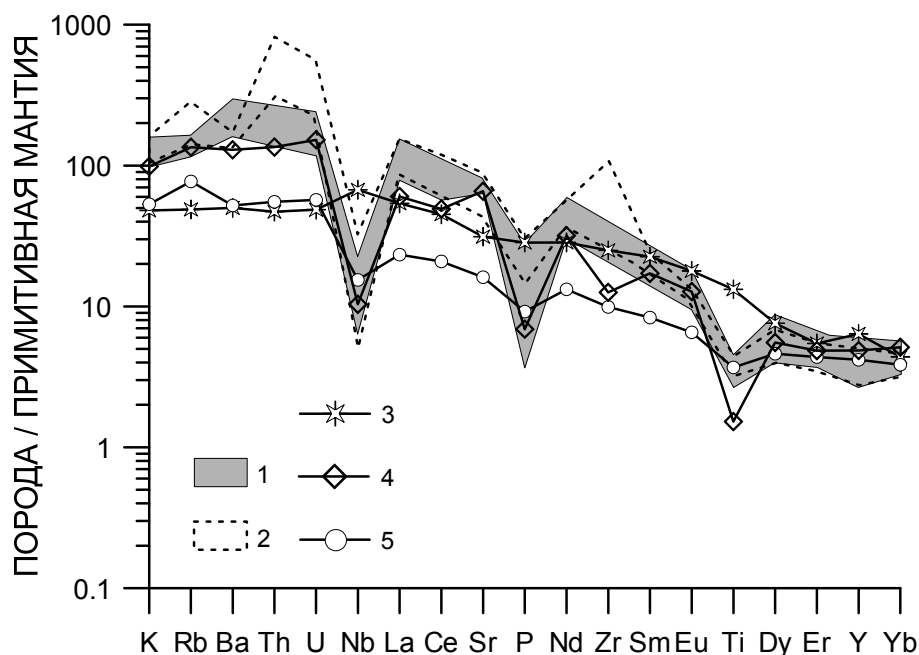


Рис. 1. Мультикомпонентная спайдердиаграмма для пород Акатуевской вулканоплутонической ассоциации.

Условные обозначения: 1 – вулканыты нижней пачки кайласской свиты; 2 – интрузивные породы ранней и главной фаз Акатуевского массива; 3 – средний состав базальта океанических островов (OIB) по [Sun, McDonough, 1989]; 4 – состав постколлизиионного монцодиорита из интрузивного комплекса Тонгши, Северо-Китайский кратон по [Lan et al; 2012]; 5 – средний состав континентальной коры района активных континентальных окраин по [Rudnick, Fountain, 1995]. Состав примитивной мантии для коэффициента нормирования по [Sun, McDonough, 1989].

Монцитониты первой и главной фаз массива имеют изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(160\text{MA})} = 0.70644-0.70677$) относительно более радиогенный по сравнению с таковым ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(160\text{MA})} = 0.7045-0.7055$) в других мезозойских внутриплитных базитах региона. Подобными изотопными отношениями стронция характеризуются и комагматичные

вулканические породы нижней пачки кайласской свиты – ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(160\text{MA})} = 0.70628-0.70688$). Этот факт может служить указанием на то, что в генезисе расплавов шошонит-латитовой серии кроме мантийного источника, может принимать участие и некоторое количество корового вещества. Слабоотрицательные значения величин в породах Акатуевской вулканоплутонической ассоциации $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = (-2.1)-(-0.2)$ также могут быть связаны с процессом контаминации первичного мантийного расплава веществом континентальной коры. Состав этого корового компонента должен характеризоваться величинами $\epsilon\text{Nd} \geq (-10)$, что отличает его от общепринятых средних составов верхней ($\epsilon\text{Nd} = -25$) или нижней континентальной коры ($\epsilon\text{Nd} = -30$). Предположительно, таким изотопным составом может обладать фанерозойская континентальная кора региона, в составе которой значительное место занимают отложения аккреционных клиньев и островных дуг.

Акатуевский монцониоидный комплекс и вулканические породы нижней пачки кайласской свиты, представляющие собой вулканоплутоническую ассоциацию, иллюстрируют проявление шошонит-латитового магматизма на территории Юго-Восточного Забайкалья, приуроченного к постаккреционному этапу развития Монголо-Охотского складчатого пояса. Источниками расплавов, сформировавших породы Акатуевской вулканоплутонической ассоциации, исходя из поведения рассеянных элементов и изотопного состава Sr и Nd, являются мантия обогащенного типа, претерпевшая эпизод метасоматического воздействия водного флюида и подчиненное количество корового вещества.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ №11-05-00925, №12-05-00850, №12-05-31334, а также Интеграционных проектов СО РАН № 79 и № 87.

Литература

- Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. – Новосибирск: ВО «Наука», 1992. – 223 с.
- Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. – М.: Недра, 1981. – 160 с.
- Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. – Новосибирск: Наука, 1984. – 215 с.
- Объяснительная записка к геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Лист М-50-Х. – М., 2000 г. – 132 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. №6. С. 7-41.
- Первов В.А., Дрынкин В.И., Керзин А.Л., Келлер Й. Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий позднемезозойской тектоно-магматической активизации Юго-Восточного Забайкалья / Геохимия. 1987. №6. С. 798-811.
- Lan T.G., Fan H.R., M. Santosh, Hu F.F., Yang K.F., Yang Y.H., Liu Y. Early Jurassic high-K calc-alkaline and shoshonitic rocks from the Tongshi intrusive complex, eastern North China Craton: Implication for crust-mantle interaction and post-collisional magmatism // Lithos. 2012. V. 140-141. P. 183-199.
- Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of shoshonite rock association // Lithos. 1980. V. 13. №1. P. 97-108.
- Peccherillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V.58. №1. P. 63-81.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crust perspective. / Reviews of geophysics. 1995. V. 33, №3. P. 267-309.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989. V.42. P. 313-346.
- Wilson, M. Igneous petrogenesis. – London: Unwin Hyman, 1989. – 446 p.

ИЗОТОПЫ Nd, Sr И Pb В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТАХ ОЛЮТОРСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ КОРЯЖСКОГО НАГОРЬЯ)

Сухов А.Н., Беляцкий Б.В.

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

Олюторский террейн, значительную часть которого образуют верхнемеловые вулканиды, составляет северный отрезок единого Ачайваям-Валагинского (Олюторско-Восточно-Камчатского) террейна, протягивающегося с юга на север от восточных хребтов Камчатки через Камчатский перешеек в южную часть Коряжского нагорья. Изначально террейн формировался как надсубдукционная структура, основную часть которой составляла верхнемеловая Ачайваям-Валагинская (Олюторско-Восточно-Камчатская) островная дуга. Она занимала внешнее положение по отношению к Азиатскому континенту и маркировала северо-западную конвергентную окраину на границе с Палеопацификой. Ее присоединение к Азиатскому материку произошло в конце палеоцена-начале эоцена [Чехович и др., 2009].

Верхнемеловые вулканиды Олюторского террейна входят в состав сложнослоистых вулканогенно-осадочных комплексов, из которых здесь рассматриваются три: Гытгынский, Ачайваямский и Олюторского полуострова.

Образование Гытгынского комплекса началось в альб-туронское время в условиях спрединга новообразующегося окраинного бассейна излияниями подушечных афировых, реже плагиофировых базальтов и продолжалось на протяжении почти всего позднего мела. Базальты Гытгынского комплекса представлены в основной своей массе низкощелочными, умереннотитанистыми толеитами (1.4-1.6 % TiO_2) N-MORB, реже T-MORB, типа, в отдельных случаях переслаивающихся с низкотитанистыми островодужными толеитами, и несут в своем составе признаки, указывающие на их образование в надсубдукционной обстановке (умеренное накопление железа, заметно выраженная Nb-Ta аномалия) [Сухов, 1987].

Вулканиды Ачайваямского комплекса принадлежат северной ветви Ачайваям-Валагинской (Олюторско-Восточно-Камчатской) островной дуги и накапливались на океанической коре новообразованного окраинного бассейна с коньякского времени до конца маастрихта-начала палеоцена. Вулканиды образуют по составу неоднородную группу, большая часть которой принадлежит к известково-щелочной, высококалиевой известково-щелочной, реже толеитовой сериям пород. Для них характерно повышенное содержание калия, Rb, Ba, Sr и низкий уровень содержания высокочarged литофильных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y) и редких земель. Последняя характеристика указывает на относительно деплетированный мантийный источник, формирование которого происходило в результате предшествующих эпизодов плавления, возможно, связанных с образованием базальтов Гытгынского окраинного бассейна. Объяснением высокого содержания щелочных и щелочноземельных элементов в изученных островодужных породах, которое является, как правило, нетипичным для вулканидов начального этапа развития островной дуги, может служить присутствие в ее основании участков метасоматизированной мантии, представляющей собой, возможно, реликтовые фрагменты Центрально-Коряжского континентального блока, располагавшегося в тылу Гытгынского бассейна.

Вулканический комплекс Олюторского полуострова распространен в виде относительно узкой полосы вдоль его юго-восточной и южной границы с Беринговым морем. Он сложен базальтовыми породами с внутриплитными характеристиками и имеет тектонические соотношения с перекрывающими его островодужными толщами [Чехович, 1993]. Базальты слагают подушечные и массивные лавы, лавобрекчи, реже туфы, содержащие маломощные включения, линзы и прослои глинисто-кремнистых и кремнистых осадков с остатками микрофауны радиолярий средне-верхнекампанского возраста. Петрографически базальты имеют преимущественно афировое строение, в подчиненном

количестве развиты плагиоклаз-, оливин (?)-плагиоклаз-, или клинопироксен-плагиопорфиновые разности [Сухов, 1983; Сухов, Чехович, 2006].

Геохимически породы образуют серию составов, варьирующих от нормальных толеитов (N-MORB) через обогащенные толеиты (E-MORB) до щелочных базальтов (OIB) с содержаниями TiO_2 1.2-2.5%. При этом и обогащенные, и обедненные составы встречаются в одном и том же разрезе в естественном чередовании.

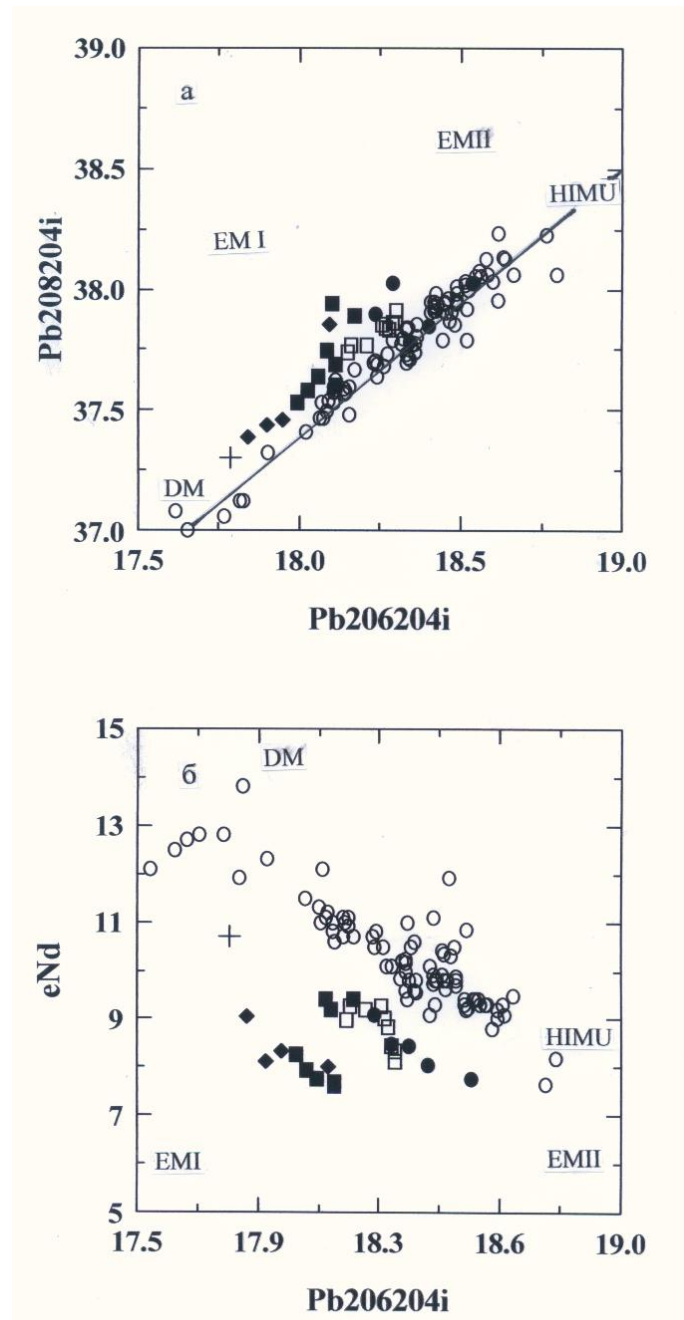
В базальтовых породах трех названных комплексов были измерены отношения изотопов Nd, Sr и Pb с целью установления исходной для них подстилающей мантии. (Примечание. В тексте приводятся исходные (не измеренные) значения изотопных отношений, пересчитанные на 80 млн лет). Как показали исследования, значения отношений изотопов неодима $^{143}Nd/^{144}Nd$, полученные для базальтов Гытгынского комплекса, лежат в относительно узком интервале (0.513102-0.513049; $\epsilon Nd = 9.1-8.0$) и в целом соответствуют деплетированному (DM) типу мантии. Значения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в значительно большей степени: от низких, типичных для N-MORB (0.702488) до повышенных (0.704219), связанных, по-видимому, с воздействием на породы морской воды. Изотопы свинца также показывают узкие пределы значений: $^{206}Pb/^{204}Pb$ (17.840-18.093), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.4240-15.541), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37.387-37.852), попадая в группу низких значений океанических базальтов.

Островодужные базальты Ачайваямского комплекса также демонстрируют довольно низкие изотопные характеристики, не сильно отличающиеся от характеристик базальтов более раннего Гытгынского комплекса: $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.513110-0.513024; $\epsilon Nd = 9.2-7.6$), $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.702908-0.703276), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (17.995-18.174), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.400-15.506), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37.529-37.940). Эти значения практически не отличаются от океанических базальтов и едва приближаются к наиболее низким значениям островных дуг. Возникающее при этом противоречие состоит в том, что эти породы принадлежат к известково-щелочной и высококалийной известково-щелочной сериям и заметно обогащены низкозарядными литофильными элементами.

По сравнению с базальтами двух предыдущих комплексов внутриплитные базальты комплекса Олюторского полуострова характеризуются сходными значениями изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.513104-0.513036, $\epsilon Nd = 9.1-7.8$) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.702549-0.703388), но отличаются несколько повышенными значениями изотопов свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.290-18.537), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.450-15.537) и, в особенности, $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37.781-38.843).

Таким образом, полученные данные по изотопам Nd, Sr и Pb для базальтов всех трех рассмотренных вулканогенных комплексов Олюторского террейна в целом укладываются в интервалы значений океанических базальтов (MORB). Однако графики, построенные для различных изотопных систем, позволяют выявить общую для всех комплексов характеристическую особенность. Наглядно она проявлена на графике $^{208}Pb/^{204}Pb$, на который для сравнения нанесены составы океанических базальтов (MORB) из спрединговых центров Срединно-Тихоокеанского хребта. Последние образуют поле, вытянутое вдоль граничной линии (NHRL), отделяющей деплетированный Тихоокеанский тип верхней мантии (Pacific-type) от обогащенного «Индийского типа» [Hart, 1984] или EM I (enriched mantle) [Zindler, Hart, 1986]. На графике (рис. 1а) видно, что большая часть составов вулканитов Олюторского террейна располагается параллельно и выше поля базальтов Тихого океана и граничной линии NHRL. Это позволяет предполагать в изотопном составе их мантийного источника наличие обогащенного компонента EM I, интерпретируемого как рециклированный нижнекоровый компонент или метасоматизированная мантия [Zindler, Hart, 1986]. Не менее выразительно эту характеристику иллюстрирует график $^{206}Pb/^{204}Pb - \epsilon Nd$ (рис. 1б), на котором точки составов вулканитов всех трех комплексов Олюторского террейна образуют два тренда, свидетельствующие об образовании их из независимых мантийных источников с различным соотношением изотопов неодима и свинца и, соответственно, с содержанием компонента EM I. Нанесенные на графики для сравнения составы миоценового базальта MORB-типа из Командорской глубоководной впадины (9.5

млн лет) [Yogodzinsky et al., 1995] и современных островодужных базальтов Восточной Камчатки [Kerstig, Arculus, 1995] также подчиняются этому тренду.



а

б

Рис. 1. (а) – график отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для верхнемеловых вулканитов Олюторского террейна. Условные обозначения: заполненные значки: ромбы – Гытгынский комплекс, квадраты – Ачайваямский комплекс, кружки – комплекс Олюторского полуострова; незаполненные значки: кружки – базальты (MORB) спрединговых центров Тихого океана, современные островодужные базальты Восточной Камчатки [Kerstig, Arculus, 1995]; крестик – миоценовый базальт (MORB) из Командорской глубоководной впадины (DSDP, Leg 19, скв. 191) [Yogodzinsky et al., 1995]. DM, EM I, EM II, HIMU – эмпирические мантийные компоненты [Zindler, Hart, 1986]. Черная линия – граничная линия (NHRL – Northern Hemisphere reference line), отделяющая деплетированный Тихоокеанский тип верхней мантии (Pacific-type) от обогащенного «Индийского типа» [Hart, 1984] или EM I (enriched mantle) [Zindler, Hart, 1986].

(б) – график отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – ϵNd . Условные обозначения те же, что и на рис. 1а.

Таким образом, основываясь на изотопных данных в изученных вулканитах Олюторского террейна, можно предположить, что мантия, подстилавшая область позднемеловой активной окраины и участвовавшая в их формировании, принадлежит к обогащенному, так называемому «Индийскому» или «ЕМ1» типу, контаминированному древним коровым компонентом, отличаясь по своим изотопным характеристикам от деплетированной (обедненной) неконтаминированной мантии северной Пацифики. Присутствие этого типа мантии, обнаруженное недавно в современных вулканических породах Камчатки [Munker et al., 2004] позволяет считать, что один и тот же тип мантии служил источником для островодужных магм, начиная с позднего мела до настоящего времени и, по-видимому, свидетельствует о том, что положение активной границы Азиатского континента с Тихим океаном сохранялось, в широком смысле, неизменным в течение, по крайней мере, последних 100 млн лет.

Литература

- Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР, сер.геол. М.Наука.1983. №10. С. 12-28.
- Сухов А.Н. Гытгынский эффузивный комплекс альба-турона. // Геология юга Корякского нагорья. – М.: Наука. 1987. С.66-78.
- Сухов А.Н., Чехович В.Д. Геохимия верхнемеловых внутриплитных базальтов Олюторского полуострова. // Вулканизм и геодинамика. III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ. Изд-во Бурят. НЦ СО РАН. 2006. Т.2. С.342-343.
- Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. – М.: Наука. 1993. – 270 с.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009 №2. С. 1-28.
- Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753-757.
- Kerstig A.B., Arculus R.J. Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in Kamchatkian arc. // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 136. P. 133-148.
- Munker C. et al. Behavior of high field strength elements in subduction zone: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 224. P. 275-293.
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M. Magnezian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. // The Geological Society of America Bulletin.1995. V.107. № 5. P. 505-519.
- Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V.14. P.493-571.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕНТГЕНОВСКИЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ.

Захваев С.Г.

*ООО «Брукер», г. Новосибирск, Россия,
e-mail: zsg@bruker.ru*



При проведении современных геологических исследований часто встает вопрос определения химического и минералогического состава материалов с высокой скоростью и точностью.

Элементный состав или как его еще называют, химический состав, удобно и быстро определяется методом рентгенофлуоресцентного анализа. Его основные преимущества заключаются в минимальных трудозатратах на подготовку проб, быстром проведении измерений, гибкости процедуры химического анализа, высокой точности, воспроизводимости результатов и полной интеграции в автоматизированный технологический цикл.



Компания Bruker предлагает современные высокоскоростные волнодисперсионные спектрометры S8 TIGER, позволяющие определять содержание элементов от бериллия до урана в концентрациях от долей ppm до 100%, а также настольный энергодисперсионный спектрометр S2 RANGER.

Фазовый и структурный анализ производится методом рентгеновской дифракции. Для решения этих задач предлагаются дифрактометры D8 ADVANCE, D2 PHASER, позволяющие анализировать широкий круг материалов. Применение термокамеры, позволяющей нагревать или охлаждать образцы in-situ, существенно расширяет возможности аналитической лаборатории для моделирования процессов производства. Если необходимо только определять количественный и качественный фазовый состав, размеры кристаллитов, то стоит обратить внимание на компактный дифрактометр D2 PHASER, помещающийся на рабочем столе и требующий для работы только электропитание. Управляющий компьютер, система охлаждения интегрированы в дифрактометр.



Фирма имеет большой опыт применения аналитических приборов в исследовании, разработке и производстве различных материалов, что позволяет нашим специалистам помогать пользователям отрабатывать методики конкретных аналитических задач, включающих вопросы пробоподготовки и калибровки аналитических систем.



ТРАДИЦИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ АТОМНО-ЭМИССИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ ГЕОАНАЛИЗА В ИГХ СО РАН

Васильева И.Е.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vasira@igc.irk.ru

Специфические трудности анализа геологических проб, так называемого геоанализа – одного из разделов аналитической химии, связаны: (1) с широчайшим разнообразием исследуемых типов природных образцов, находящихся в разных физических состояниях; (2) с необходимостью, желательного одновременного, определения элементов в диапазонах от кларковых до рудных содержаний; (3) при условии экспрессного получения достоверного и экономически приемлемого по стоимости результата. В настоящее время к объектам геоанализа также отнесены все техногенные среды (отходы переработки руд, шламы, шлаки, сточные воды и т.д.), присутствие которых значительно меняет природный ландшафт и условия жизни общества. Методы атомной спектromетрии – атомно-эмиссионный (АЭА), атомно-абсорбционный (ААА), рентгенофлуоресцентный (РФА), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой – наиболее часто используются в геоанализе. Благодаря экономически выгодному соотношению цена–объем и качеству информации, атомно-эмиссионная спектromетрия традиционно является наиболее распространённым методом анализа в сфере природопользования.

Традиции. По словам Л.В. Таусона одной из существенных причин, почему в Иркутске, а не в Новосибирске, в 1957 году был организован Геохимический институт, стало наличие в городе сильной школы аналитиков – физиков и химиков, без которых геохимические исследования были бы невозможны [Шмакин, 2008]. В это же время в богатом природными минерально-сырьевыми ресурсами Восточно-Сибирском регионе иркутские геологи начали осваивать и применять геохимические методы поисков, которые на обширных, покрытых лесами и болотами территориях могли бы оказаться результативными.

Более 40 лет организатором и «генератором идей» иркутской школы аналитиков-спектроскопистов был профессор Я.Д. Райхбаум. Основные направления исследований были посвящены применению атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектроскопии в геоанализе и способам улучшения качества аналитических результатов. Под его руководством проводилось изучение: процессов массообмена и переноса паров в электрических разрядах; их влияния на интенсивность спектральных линий, форму и свойства аналитического сигнала, поведения градуировочных графиков; способов учёта влияния минерального и гранулометрического составов для повышения надёжности аналитических данных [Лончих и др., 1969; Эмиссионный ..., 1976; Райхбаум, 1980]. Деление аналитического сигнала во времени было использовано при разработке теоретических основ и аппаратного воплощения сцинтилляционного атомно-эмиссионного и атомно-абсорбционного анализа, что позволило существенно снизить пределы обнаружения прямого определения олова, вольфрама, а затем золота и платиноидов. Это резко увеличило производительность получения аналитических данных на этапе поисковых геологоразведочных работ на благородные металлы. Я.Д. Райхбаум, понимая важность обеспечения достоверности аналитических данных, поддержал работы по созданию первых в СССР природных многокомпонентных стандартных образцов состава горных пород и руд как средств для градуирования методик и контроля правильности результатов. Характерной чертой научной деятельности Я.Д. Райхбаума, его соратников и учеников являлось обязательное применение результатов теоретических исследований на практике, в разрабатываемых методиках АЭА геологических проб и продуктов их технологического обогащения. Эрудиция в различных отраслях знания (математика, физика, моделирование, математическая статистика, метрология и др.), глубокое понимание метода и дар научного предвидения позволили Я.Д. Райхбауму предсказать, что развитие атомно-эмиссионного анализа (АЭА) будет связано не только с развитием спектрального оборудования, но, главное, с интеллектуальной его компонентой – применением при обработке спектров

теории информации и кибернетики [Райхбаум, 1980]. Сегодня мы являемся очевидцами того, что предсказание полностью сбылось.

Современное состояние и применение АЭА в ИГХ СО РАН. Благодаря автоматизации и компьютеризации, АЭА, по-прежнему, является одним из наиболее универсальных, экспрессных и недорогих методов анализа проб в любом физическом состоянии, так как обеспечивает пределы обнаружения большинства типоморфных элементов на уровне и ниже кларковых содержаний и высокую геохимическую информативность данных, как о валовом содержании, так и о формах присутствия элемента в пробе. В АЭА для атомизации вещества и возбуждения атомов используют пламя, дуговой и искровой разряды (ДР и ИР), индуктивно связанную плазму (ИСП) или лазер (Л). Разнообразие вариантов атомизации позволяет широко использовать прямые методики анализа различных по составу и свойствам проб. Для прямых методик отсутствуют погрешности процедур перевода проб из одного физического состояния в другое, при этом пределы обнаружения элементов удовлетворяют требованиям большинства практических задач. Аналитические возможности прямых методик АЭА постоянно расширяются за счёт создания оригинальных технических устройств и разработки программного обеспечения с использованием хемометрических приёмов обработки аналитических сигналов, что обеспечивает экспрессное получение надёжных и информативных результатов по минимальной стоимости [Васильева, Шабанова, 2012]. Особенности состава и свойств объектов геоанализа влияют на формирование парка оборудования для АЭА в ИГХ СО РАН, разработку и аттестацию конкретных аналитических методик.

АЭА с дуговым разрядом. В лаборатории оптического спектрального анализа и стандартных образцов для неохарактеризованных проб горных пород, руд, осадков, почв и минералов выполняется полуколичественный АЭА (50-60 элементов) при испарении проб из канала электрода и визуальной интерпретации зарегистрированных на фотопластинку спектров. Три спектральных комплекса для ДР АЭА по способам испарения из канала графитового электрода и вдувания-просыпки порошковых проб модернизированы за счёт использования высокостабильных электродуговых генераторов «Шаровая молния» и «Везувий» и установки на дифракционные спектрографы анализаторов МАЭС для фотоэлектрической записи и обработки спектров (оборудование ООО «ВМК-Оптоэлектроника») [Сайт ООО «ВМК-Оптоэлектроника»]. На новую приборную базу переведены методики количественного атомно-эмиссионного определения микроэлементов в горных породах, почвах, рыхлых и донных отложениях, использующие для минимизации матричных и спектральных помех модификаторы и внутренние стандарты: Ag, B, Ge, Cu, Mo, Pb, Sn, Zn и Tl; Ni, Co, V, Cr, Sc, Ba, Sr, Be и Ga; W; La, Ce, Nd, Yb, Eu, Gd и Y; F. Разработаны прямые методики количественного определения 12-22 элементов-примесей в диатомовых водорослях, кристаллическом кремнии различных сортов, природных и обогащённых кварцитах; 25 примесей в трихлорсилане и тетрахлориде кремния; макросодержаний Cu и Pd в углеродистых сорбентах; до 35 элементов в пробах с содержанием органического вещества до 70-90 мас.% (донные отложения, сапропели); до 15-20 элементов в Ta-Nb-редкометалльных рудах; Au, Ag, As, Sb, Bi, Cd, Pd и Pt в рудах и выделенном из них нерастворимом углеродистом веществе.

Для учёта спектральных помех и матричных влияний в методиках прямого АЭА на основе разработанной информационной модели компьютерной интерпретации дуговых атомно-эмиссионных спектров был создан и зарегистрирован интегрированный программный продукт «Автоматическая расшифровка дуговых эмиссионных спектров» – ИПП АРДЭС [Интегрированный ..., 2006]. Принципиальной особенностью программы АРДЭС является использование методов многомерного статистического анализа данных для учёта спектральных и неспектральных помех при обработке спектров. Разработанная методика количественного химического анализа (КХА) геологических проб методом АЭА по способу вдувания-просыпки аттестована и зарегистрирована в Госреестре РФ [ФР.1.31.2008.05150]. Применение ИПП АРДЭС при компьютерной обработке спектров

разнообразных по составу градуировочных образцов и проб обеспечило повышение точности результатов по сравнению с одномерными градуировками коммерческой программы АТОМ. Результаты соответствуют III-IV категориям Классификации методов лабораторного анализа по точности [ОСТ 41-08-212-04, МПР]. Пределы определения улучшены в 2-10 раз для 12 из 22 определяемых элементов. Методика КХА использована для получения новых данных по геохимии пород и руд золоторудных месторождений «Погромное» (Восточное Забайкалье), «Озёрное» (Республика Бурятия), при изучении осадконакопления оз. Котокель и др.

Сцинтилляционный АЭА. Аналитические работы при определении драгоценных металлов в природных объектах (рыхлые отложения, горные породы, в том числе чёрные сланцы, руды, технологические продукты их переработки) весьма специфичны и имеют высокую стоимость. При поисках благороднометалльных руд незаменимыми оказываются прямые методики сцинтилляционного ДР-АЭА с пределами обнаружения благородных металлов на уровне их кларков [Шабанова и др., 2012]. Выполнена оценка аналитических возможностей новых аппаратно-программных средств для сцинтилляционного ДР-АЭА, созданных по заказу ИГХ СО РАН. Разработаны методики определения валовых содержаний и распределения частиц Au и Ag, Pt и Pd по крупности. Результаты сопоставимы с данными пробирного анализа, атомно-абсорбционной и атомно-эмиссионной спектрометрии.

Проведённая модернизация спектрального оборудования обеспечила улучшение метрологических характеристик результатов ДР-АЭА и повышение производительности аналитических работ. Получение аналитических данных в электронном виде облегчило создание баз данных, геологических и геохимических построений.

АЭА с индуктивно связанной плазмой. Изучение последствий влияния деятельности человека на природу предполагает определение в сопряжённых природных средах загрязняющих веществ, поступающих в почву и воду с атмосферными выбросами, из отстойников и хвостохранилищ предприятий. Дуговой разряд позволяет анализировать пробы почв без их предварительного переведения в раствор, а для анализа жидкостей (поверхностных, глубинных, сточных вод, технологических растворов и вытяжек из твёрдых проб) оптимальным оказывается ИСП-АЭА. Поэтому в решении геоэкологических задач и контроле за состоянием окружающей среды используется комплексирование нескольких аналитических методик АЭА. Для определения вклада «подвижных» форм элементов в почвах разработана методика определения токсичных и биофильных элементов в аммонийно-ацетатных вытяжках с использованием оптического ИСП-спектрометра (iCAP 6300 Duo, Thermo Fisher Scientific, США) в сочетании с приставкой IsoMist для введения органических жидкостей в плазму. В работе [Шабанова и др., 2011] предложена схема определения As и Pb в сопряжённых средах «вода-почва-растение» и показано эффективное сочетание многоэлементного экспрессного ДР- и ИСП-АЭА со стандартной и гибридной системами ввода проб в плазму.

Обеспечение аналитических исследований средствами для градуирования методик и контроля правильности результатов в сфере природопользования, включая геологоразведочные работы, промышленное и сельскохозяйственное производство, экологический мониторинг, – проблема, которой ИГХ СО РАН занимается более 40 лет. Для улучшения точности результатов и повышения достоверности геохимической информации создано более 38 государственных стандартных образцов состава природных и техногенных сред [Каталог ..., 2012] и 10 стандартных образцов предприятия. Коллекция включает уникальный кластер веществ озера Байкал (горные породы, осадки, водная и наземная растительность, мышечная ткань байкальского окуня). Планируется дальнейшее расширение коллекции.

Перспективы развития АЭА для геоанализа. Сформулированы направления дальнейшего развития компьютерных способов обработки сцинтилляционных спектров на основе теоретического развития и экспериментального уточнения модели сцинтилляционного АЭА. Комплексирование методик прямого *сцинтилляционного ДР-АЭА* и *методик ИСП-*

АЭА с предварительным концентрированием и определением в групповых экстрактах золота, серебра и элементов платиновой группы облегчит детальное изучение процессов рудообразования благороднометаллических месторождений. Несмотря на существующие проблемы, в перспективе развитие получит *АЭА с плазмой, индуцированной лазером* (ЛАЭА), обеспечив снижение затрат при анализе, как традиционных для геоанализа образцов, так и проб с высоким содержанием органического вещества (растения, почвы и др.). Сегодня такие методики чаще используются в анализе космического, а не земного вещества. Тем не менее, в будущем компактные автоматизированные полевые и лабораторные спектрометры, требующие минимального количества расходных материалов для пробоподготовки и анализа объектов разнообразного состава в любом физическом состоянии, займут достойное место, в том числе и в инструментарии аналитиков ИГХ СО РАН. Использование АЭА в современных реализациях спектрометров крайне затруднено из-за отсутствия компьютерной обработки данных, обеспечивающей требуемые погрешности результатов анализа. Поэтому, в первую очередь, совершенствование АЭА связано с *новыми способами обработки спектральной информации*. Трансформация накопленных за 1.5 века опыта и знаний в атомной спектроскопии, математике и кибернетике в информационные модели управления, включающие элементы искусственного интеллекта и адекватно описывающие процессы в плазме, и последующая реализация таких моделей в коммерческих программных продуктах способны принципиально изменить положение в АЭА.

Таким образом, аналитические возможности атомно-эмиссионной спектрометрии в решении геолого-геохимических задач не исчерпаны и по сей день. Современная научная и практическая деятельность сотрудников лаборатории оптического спектрального анализа и стандартных образцов ИГХ СО РАН направлена на развитие теории, совершенствование методического, метрологического и программного обеспечения при автоматизации и компьютеризации атомно-эмиссионного анализа, повышение качества и производительности аналитических работ.

Литература

Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Дуговой атомно-эмиссионный анализ для исследования геохимических объектов // Зав. лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78 № 1(2). С. 14-24.

Интегрированный программный продукт «Автоматическая расшифровка дуговых эмиссионных спектров» (ИПП АРДЭС) / Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Павлов С.М. / Реестр программ для ЭВМ Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и торговым знакам РФ (Св-во № 2006610490 от 01.02.2006 г.)

Каталог стандартных образцов ИГХ СО РАН [Электронный ресурс]: <http://www.igc.irk.ru/Innovation/roster.html>.

Лонщик С.В., Недлер В.В., Райхбаум Я.Д., Хохлов В.В. Спектральный анализ при поиске рудных месторождений. – Л.: Недра, 1969. – 296 с.

Райхбаум Я.Д. Физические основы спектрального анализа. – М.: Наука, 1980. – 158 с.

Сайт ООО «ВМК-Оптоэлектроника» [Электронный ресурс]: <http://www.vmk.ru/produce.html>.

Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Пройдакова О.А., Васильева И.Е. Определение мышьяка в сопряженных средах «вода–почва–растение» атомно-эмиссионным методом / Геология Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского ГУ, 2011. С. 134-137.

Шабанова Е.В., Васильева И.Е., Бусько А.Е. Дуговой сцинтилляционный атомно-эмиссионный анализ порошковых проб при использовании МАЭС с высоким временным разрешением // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78 № 1(2). С. 24-33.

Шмакин Б.М. Дороги московского сибиряка. – Иркутск. 2008. – 200 с.

Эмиссионный спектральный анализ в геохимии / Под ред. Я.Д. Райхбаума. Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.

NONDESTRUCTIVE X-RAY FLUORESCENCE (XRF) ANALYSIS OF SOILS, FRIABLE AND MARINE SEDIMENTS

Gunicheva T.N.

*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Irkutsk, e-mail: tng@igc.irk.ru*

X-ray fluorescence (XRF) analysis is accepted as the most suitable physical method for the exploration of the elemental composition of rocks and minerals. This is due to fusing the sample with appropriate flux. The desired result is achieved because rocks and minerals are oxidic systems relative to major components. Soils, friable and marine sediments, silts and ecological materials differ from the above in the presence of an organic constituent (Corg), the weight fraction of which may vary considerably. The bioorganic diversity of Corg is the main source of errors, arising from sampling and analyzing procedure [Bock, 1972]. Therefore, the possibility to analyze samples without having them destructed (nondestructive), preserving the study material after the results have been obtained, remains the unique advantage of XRF. This message reports information on nondestructive XRF procedure to determine the contents of rock-forming and some minor elements in powder of the materials listed. A satisfactory quality of XRF results, their validity and prospective viability for multi-purpose interpretations and environment monitoring have been discussed.

The organic constituents of soils, friable and marine sediments, silts consist of a mixture of plant and animal products, decomposed to different extents, and compounds which are chemically and biologically synthesized in soil. The resultant products of these processes are humic matter, low and high molecular weight organic acids, carbohydrates, proteins, peptides, amino acids, lipids, waxes, polycyclic aromatic hydrocarbons and lignin fragments. In addition, the secretions of root systems, consisting of a wide range of simple organic acids, are also present in the soils. The humic matter has the structure of a twisted polymer chain and consists of a relatively large number of functional groups (CO₂, OH, C=C, COOH, SH, CO₂H) [Vernadsky V.I., 1978]. Owing to a specific combination of various groups (particularly OH and SH), the humic matter is capable of producing complex compounds with some cations [Kabata-Pendias & Pendias 1986; Bolt & Bruggenwert 1976; Greenland & Hayes 1978; Lindsay 1979]. The composition and properties of the organic constituents of soil depend on climatic conditions, the type of soil and agrotechnical techniques. Their interactions with soil metals may be described with the help of such phenomena as ion-exchange reaction, surface sorption, chelate formation, coagulation and peptization. Biochemical complexity of the organic constituent of the materials considered radically alters melting with the flux. The formation of metal carbides, conversion of organic carbon into its modifications, the combustion point of which is very high (is not below 1600°C) and other phenomena arising in this situation inhibit homogenization. Therefore, the formal utilization of XRF analysis of rocks for soils and sediments seems to be possible only when their Corg. content does not exceed 1.5-2% [Kabata-Pendias & Pendias 1986]. In all other instances fusing leads to the isolation of carbon at the glass disc surface. Concerning the materials ashed, because of the large number of non-investigated effects taking place under the recommended ashing at temperature 525 + 25° C conversion from the ashed to the initial system is so uncertain that its analysis becomes meaningless.

This message reports information on the nondestructive XRF determination of Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, S, Ba, Sr and Zr in secondary natural matters. Except for drying at 105° C and pressing, it does not require any preliminary treatment of the sample. The necessity for additional drying is connected with the fact that the certified estimates of composition for standard materials used for calibration are given for those dried and sterilized at 105°C.

Radiators from the powder samples were pressed on a boric acid backing under constant pressure. The amount of material required to produce a specimen for XRF analysis is different

Component	SP-1 black earth soil		SP-2 podzol soil		SKR red earth soil		SSK grey earth carbonate soil	
	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF
Na ₂ O	0.80±0.03	0.81±0.02	1.15±0.05	1.09±0.02	0.15±0.03	<0.2	1.64±0.05	1.76±0.03
MgO	1.02±0.03	1.10±0.02	0.77±0.01	0.64±0.02	0.92±0.05	0.79±0.03	2.99±0.09	3.17±0.06
Al ₂ O ₃	10.37±0.08	10.56±0.09	9.57±0.06	9.43±0.07	17.01±0.26	17.02±0.14	11.48±0.14	11.51±0.10
SiO ₂	69.53±0.21	70.40±0.26	78.33±0.12	78.68±0.27	59.18±0.30	58.93±0.24	52.65±0.17	53.28±0.21
P ₂ O ₅	0.170±0.010	0.180±0.010	0.075±0.006	0.067±0.008	0.100±0.010	0.110±0.020	0.170±0.010	0.170±0.010
K ₂ O	2.29±0.06	2.28±0.02	2.47±0.05	2.50±0.03	0.98±0.03	1.08±0.02	2.09±0.04	2.07±0.02
CaO	1.63±0.05	1.73±0.03	0.81±0.04	0.74±0.03	0.17±0.04	0.17±0.01	11.47±0.10	11.48±0.06
TiO ₂	0.75±0.02	0.75±0.01	0.84±0.03	0.83±0.01	1.56±0.04	1.61±0.04	0.64±0.02	0.63±0.01
MnO	0.077±0.002	0.079±0.002	0.070±0.002	0.069±0.002	0.051±0.002	0.052±0.001	0.089±0.003	0.085±0.002
Fe ₂ O ₃	3.81±0.05	3.87±0.04	2.98±0.05	3.01±0.03	7.86±0.08	7.97±0.05	4.60±0.05	4.73±0.05
S	0.069±0.015	0.63±0.005			0.040±0.010	0.040±0.005	0.040±0.010	0.040±0.005

Component	SDPS podzol sandy loam		SDO-2 marine sediment		SGH-1 carbonate background silt		SGHM-3 friable aluminosilicate deposit	
	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF
Na ₂ O	0.51±0.03	0.53±0.01	4.03±0.04	4.03±0.03	0.53±0.02	0.56±0.02	0.61±0.04	0.65±0.04
MgO	0.13±0.05	0.11±0.01	4.67±0.08	4.34±0.09	6.06 ± 0.11	6.01±0.16	11.70±0.14	11.80±0.20
Al ₂ O ₃	3.36±0.11	3.23±0.14	14.33±0.17	14.29±0.12	9.48 ± 0.14	9.32±0.07	5.03±0.10	5.06±0.04
SiO ₂	91.24±0.23	90.86±0.65	43.61±0.12	44.43±0.27	47.00 ± 0.20	46.68±0.29	25.07±0.29	25.24±0.21
P ₂ O ₅	0.036±0.006	0.037±0.002	0.280±0.020	0.290±0.010	0.13±0.01	0.150±0.005	1.820±0.050	1.830±0.020
K ₂ O	1.23±0.03	1.31±0.02	1.36±0.02	1.37±0.03	2.26 ± 0.07	2.26±0.02	1.13±0.04	1.11±0.02
CaO	0.27±0.03	0.25±0.02	7.81±0.12	7.93±0.08	7.76 ± 0.10	7.77±0.08	17.76±0.22	17.99±0.31
TiO ₂	0.29±0.01	0.25±0.01	2.32±0.06	2.30±0.03	0.50 ± 0.02	0.55±0.01	0.27±0.01	0.27±0.01
MnO	0.011±0.001	0.011±0.001	0.270±0.010	0.270±0.005	0.30 ± 0.01	0.300±0.005	0.500±0.030	0.500±0.010
Fe ₂ O ₃	0.99±0.05	0.95±0.04	11.91±0.09	11.99±0.20	5.92 ± 0.04	5.94±0.04	10.59±0.20	10.92±0.20
S			(0.04; 0.16)		(0.037)		0.050±0.010	0.050±0.005

Component	SGH-3 terrigenous background silt		SGH-5 anomalous silt		SGHM-1 friable carbonate-silicate deposit		SChT typical black earth soil	
	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF
Na ₂ O	1.61±0.05	1.48±0.03	2.33±0.06	2.36±0.02	0.87±0.05	0.91±0.02	0.81±0.02	0.76±0.02
MgO	1.60±0.05	1.59±0.03	2.54±0.06	2.34±0.05	5.82±0.10	5.70±0.10	0.95±0.03	1.01±0.03
Al ₂ O ₃	16.46±0.19	15.73±0.20	14.40±0.11	13.69±0.12	11.60±0.13	10.77±0.10	9.81±0.14	10.07±0.07
SiO ₂	60.54±0.20	59.42±0.22	60.85±0.14	60.95±0.23	45.59±0.29	46.90±0.60	71.49±0.27	72.35±0.25
P ₂ O ₅	0.190±0.010	0.180±0.010	0.180±0.10	0.110±0.010	0.150±0.010	0.130±0.005	0.180±0.020	0.180±0.010
K ₂ O	2.43±0.08	2.45±0.03	3.56±0.09	3.39±0.03	2.96±0.07	2.90±0.03	2.42±0.04	2.49±0.02
CaO	0.41±0.03	0.48±0.03	2.95±0.05	2.87±0.04	7.05±0.20	6.81±0.07	1.60±0.05	1.79±0.20
TiO ₂	0.98±0.03	0.96±0.01	0.62±0.01	0.58±0.01	0.63±0.04	0.68±0.01	0.74±0.03	0.73±0.01
MnO	0.130±0.010	0.140±0.005	0.087±0.003	0.086±0.002	0.073±0.004	0.082±0.002	0.079±0.002	0.081±0.002
Fe ₂ O ₃	8.76±0.08	8.77±0.06	5.45±0.10	5.28±0.04	4.62±0.06	4.75±0.05	3.48±0.06	3.45±0.04
S	(0.027)		(0.10)		0.050±0.010	0.050±0.005	0.050±0.010	0.068±0.005

Component	GSS-4, limy-red soil		GSS-2, chestnut soil		GSS-5, yellow-red soil		GSD-10, stream sediment	
	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF	Certified	XRF
Na ₂ O	0.11±0.01	0.12	1.62±0.02	1.65	0.122±0.009	<0.1	(0.04)	<0.1
MgO	0.49±0.02	0.60	1.04±0.02	1.05	0.61±0.02	0.67	0.12±0.02	0.20
Al ₂ O ₃	23.45±0.11	25.92	10.31±0.05	10.17	21.68±0.09	24.46	2.84±0.04	3.35
SiO ₂	50.95±0.08	57.31	73.35±0.11	74.56	52.57±0.25	50.85	88.89±0.12	89.42
P ₂ O ₅	0.159±0.003	0.218	0.102±0.002	0.085	0.089±0.004	0.102	0.062±0.002	0.054
K ₂ O	1.03±0.03	1.17	2.54±0.02	2.39	1.50±0.02	1.57	0.125±0.007	0.27
CaO	0.26±0.02	0.36	2.36±0.02	2.37	(0.095)	0.01	0.70±0.02	0.71
TiO ₂	1.801±0.027	1.969	0.452±0.005	0.415	1.049±0.015	1.121	0.212±0.005	0.18
MnO	0.183±0.004	0.202	0.066±0.001	0.061	0.176±0.004	0.175	0.130±0.002	0.12
Fe ₂ O ₃	10.30±0.05	11.16	3.52±0.03	3.33	12.62±0.08	13.34	3.86±0.04	3.38
S	0.018±0.003	<0.02	0.021±0.003	<0.02	0.041±0.004	0.038	0.009±0.00	<0.02

because of the varying organic content. Thus, if for soil and loam 6 g are sufficient, then for deposits the amount should not be less than 8 g. For humus and forest litter, its total trace element content does not exceed 5-6%, so that an 'infinitely thick' layer is ensured by about 12-14 g.

The intensities of analytical lines were measured with a CPM-25 x-ray spectrometer with 16 fixed channels. The rhodium target x-ray tube was operated at 40 kV. The scattered Rh $K\alpha$ - line intensity measured with the 16th channel was used as an internal standard for some elements. It should be kept in mind that the wavelength of this line is the shortest among those measured.

For calibration and assessment of the accuracy of analysis we used sets of Russia national certified standards of soils, marine sediments and friable deposits [Arnautov 1987]. With the help of Chinese certified standards of soils and river sediments the possibility of the joint use of the Russia and Chinese national collections was also estimated.

In Table 1 for standard materials of various types of soil, sediment and friable deposits, the results obtained by the proposed XRF procedure (XRF) are compared with the certified values. For Al and Si, the XRF values were calculated using the set of calibration standards restricted to standards of the same type. The agreement between the XRF and certified values is satisfactory [Ostroumov 1979]. With the exception of Si and partly for Al, for all elements the differences among them are not significant and do not exceed the permissible standard deviations for all types of the above materials. The discrepancies observed for Al and Si are not surprising. In our opinion, the reason is that these elements are major and present in distinct mineral phases. However, our aim was to show the accuracy of the analytical results which the proposed method will provide for samples prepared in the required way. If the analytical data user is to obtain such results, real-world samples must be treated in the same manner, otherwise the quality of the final results will be significantly worse than the above.

Finally, environmental problems and the modelling cycle of major and minor elements in soil-plant systems under natural conditions and in response to man's activities require the extensive analyses. Most of the analytical problems that occur are simple to solve by XRF spectrometry. This technique provides accurate analyses of rocks and materials which may be homogenized by fusion with an appropriate flux. Such an approach as a rule is impossible for XRF analysis of materials which are abundantly supplied with organic constituents. Its biochemical complexity inhibits homogenization and, as a result, does not allow the extension of this procedure.

Reference list

Arnautov N. V. Reference Samples of Natural Media Composition. Procedure Recommendations. Novosibirsk. 1987. – 99 p.

Bock R. Digestion methods in analytical chemistry. Verlag Chemie GmbH, Weinheim/Bergstr. 1972. – 432p.

Bolt G. H. and Bruggenwert M. G. M. Soil Chemistry. A. Basic Elements. Elsevier, Amsterdam 1976. – 281 p.

CATALOGUE of reference materials of composition of natural and technogenic media. IGC SB RAS [Electronic Resource] <http://www.igc.irk.ru/Innovation/roster.html> (Date of referencing 12 march 2012) // Geostand. Newsl. 1989. **13**. Special Issue. P. 89-108.

Greenland D. J. and Hayes M. H. B. The Chemistry of Soil Constituents. – Wiley: New York, 1978. – 469 p.

Kabata-Pendias A. and Pendias H. Trace Elements in Soils and Plants, CRC Press, Boca Raton, FL. 1986. – 439 p.

Lindsay W. L. Chemical Equilibria in Soils. – Wiley-Interscience: New York, 1979. – 449 p.

Ostroumov G. V The Metrological Basics of Exploration of Rock, Ore and Mineral Chemical composition. The Bowels of the Earth: Moscow, 1979. – 400 p.

Vernadsky V.I. Living matter. – M.: Science, 1978. – 358 p.

**УЧАСТИЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ
ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ СО РАН В МЕЖДУНАРОДНОЙ ПРОГРАММЕ
ТЕСТИРОВАНИЯ ГЕОАНАЛИТИЧЕСКИХ ЛАБОРАТОРИЙ-ГЕОРТ**

Кузнецова А.И., Зарубина О.В.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: kuznets@igc.irk.ru*

В течение 15-ти лет Институт геохимии СО РАН принимает участие в Международной программе профессионального тестирования геоаналитических лабораторий (GeoPT). Программа выполняется по инициативе Международной ассоциации геоаналитиков (IAG), в ней принимают участие до 80-ти лабораторий многих стран мира.

Коллекция образцов, представленная организаторами Программы, включает образцы горных пород, существенно различающихся по составу – от ультраосновных до кислых –, а также морские и речные осадки. Образцы существенно различаются и по содержанию элементов, что позволяет оценивать возможности применяемых нами методик в широком диапазоне содержаний и представляет интерес для участников тестирования и пользователей как системная форма внешнего контроля.

В работе обсуждаются основные результаты, полученные в течение 15-ти лет участия аналитических подразделений Института геохимии СО РАН в GeoPT.

Рациональная схема элементного анализа. Аналитические подразделения участвуют в Программе в соответствии с рациональной схемой, представленной в таблице 1, которая включает несколько методов элементного анализа, рутинно применяемых в Институте геохимии СО РАН.

Таблица 1

Схема элементного анализа, применяемая в Институте геохимии СО РАН

РФА	ИСП-МС	ААА	АЭА
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , CaO, TiO ₂ , Sr, MgO, MnO, P ₂ O ₅ , Ba, Nb, Y, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, U, As, Sc, Pb, Rb, Zr	TR(14), Ta, Ba, Sr, Ga, Rb, U, Nb, Sc, Cs, Y, Zr, Pb, W, Tl, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, Mo, Sn	Zn, Cu, Co, Cr, Ni, Cd, As, Sb, V, Ag, Pb, Bi, Sr	Ag, B, Ge, Mo, Sn, Cu, Pb, Be, W, Co, Cr, Tl, Ga, Sc, Ni, V, Ba, Sr, Zn, TR(5), F
Гравиметрия	АЭПФ	Потенциометрия	ААА холодного пара
П.п.п.	K, Na, Li, Rb, Cs	F	Hg

В наблюдательный комитет Программы представляются результаты РФА метода для макрокомпонентов, АЭПФ-метода для K, Na, Li, Rb, Cs и ИСП-МС – для редкоземельных элементов. Другие элементы определяются разными методами анализа, что позволяет выполнять межметодный контроль внутри Института и с учетом метрологических характеристик применяемых методик (пределов обнаружения, воспроизводимости и правильности) представлять в Наблюдательный комитет результат одного метода для каждого элемента. В большинстве случаев представляемые нами результаты удовлетворяют критерию правильности, принятому в Программе, и, прежде всего, это относится к макрокомпонентам.

Для них величина относительного стандартного отклонения $s_r = \frac{|X - X(a)|}{X(a)}$ измеренного содержания X от принятого в Программе – X(a) меньше, чем требуется по критерию Программы (таблица 2). Эти результаты и результаты для других элементов позволили нам обозначить некоторые проблемы, связанные как с критерием их оценки по критерию правильности, принятому в GeoPT, так и с результатами нашего Института по некоторым «проблемным» элементам.

Оценка результатов РФА анализа для макрокомпонентов в образцах GeoPT по критерию Программы и отечественному государственному стандарту (данные А.Л.Финкельштейна)

Компоненты	Интервал $X(a)$ (% m/m)	S_r		
		1*	2**	3**
SiO ₂	74,0-51,09	0,25-0,42	1,05-1,11	0,7-0,8
Al ₂ O ₃	20,5-15,3	0,24-0,64	1,2-1,5	2,8-8,0
Fe ₂ O ₃	15,5-2,8	1,21-2,05	1,32-1,73	2,1-7,0
MgO	2,3-1,04	0,52-0,96	1,78-2,0	6,5-9,0
TiO ₂	3,85-0,4	0,47-1,22	1,5-2,36	4,3-18

1* – $|X-X(a)|/X(a)$; 2** – допустимое значение S_r , принятое в GeoPT; 3** – допустимое значение S_r , принятое в ОСТ 41-08-214-04.2004

Критерии оценки качества результатов. В программе GeoPT принята функция $S(a)=0,01C^{0,8495}$ (1), как приемлемая для оценки результатов, предназначенных для использования в «чистой» геохимии, и эта же функция, но с коэффициентом 0,02 – в прикладной геохимии. Использование этой функции и соответствующего критерия

правильности $Z = \frac{|X - X(a)|}{S(a)}$ предлагает функциональную оценку результатов в зависимости

от содержания элемента. Здесь X – результат анализа, $X(a)$ – принятое содержание в исследуемом образце, $S(a)$ – допустимая погрешность анализа. В протоколе Программы принято, что результат с $Z' \geq \pm 3$ предполагает присутствие неприемлемого источника погрешности и необходимость внесения поправок в методику анализа. Результат с $Z' \leq \pm 2$ признается удовлетворительным.

Участие в Программе позволило нам предположить, что зависимость (1) не учитывает главный источник аналитических погрешностей, обусловленный распределением определяемого компонента в веществе пробы [Кузнецова и др., 1999]. Поэтому совокупность экспериментальных данных, по которым строятся корреляции коэффициента вариации от концентрации $S_r=f(C)$ отчетливо разделяется на две группы – для микро- и макрокомпонентов. В области высоких содержаний (для горных пород при концентрации более 0,1%) наблюдается быстрый рост коэффициента вариации S_r с уменьшением концентрации, в области низких содержаний это увеличение выражено слабее. Различие в характере зависимости $S_r=f(C)$ для микро- и макрокомпонентов связано с неоднородным распределением микроэлементов в горных породах. Если при определении макрокомпонентов основной вклад в погрешность результатов вносят случайные аналитические погрешности, то при определении микроэлементов дополнительные погрешности в результаты измерений вносит неоднородность распределения. Это относится ко всем современным методам, использующим ограниченную аналитическую пробу. Учитывая сказанное, мы предложили уточненный критерий оценки правильности результатов:

$$S(a)=0,035C^{0,8495}, \text{ если } C \leq 0,1\% \text{ и } S(a)=0,005C^{0,5}, \text{ если } C > 0,1\% \quad (2)$$

В этом случае допустимые значения относительного стандартного отклонения $s_r = \frac{|X - X(a)|}{X(a)}$ измеренного содержания X от принятого в Программе $X(a)$ соответствуют

указанным в таблице 3. Предложенный критерий оценки правильности (2) в большей степени соответствует ОСТ 41-08-214-04.2004, принятому для горных пород.

Результаты определения «проблемных» элементов. В Институте геохимии СО РАН в образцах GeoPT определяются «трудные» элементы с использованием разных методов анализа. Элементы Ag, B, Sn, Mo, Tl, W считаются трудными, т.к. определение их встречается

проблемы при использовании современных методов анализа. В образцах Программы GeoPT для них либо не дается оценки содержания, либо приводятся оценки по ограниченному числу результатов, представленных участниками. В Институте геохимии СО РАН эти элементы рутинно определяются разными методами, что позволяет выполнять межлабораторный контроль результатов [Чумакова, Кузнецова, 2001; Kuznetsova and Chumakova, 2002; Кузнецова и др., 2009].

Таблица 3

Допустимые значения S_r % в Программе GeoPT (1) и в критерии (2)

Концентрация	1*	2**
0,1 мг/кг	22,6	39,8
1	16,0	28,1
10	11,4	19,9
100	8,0	13,8
0,1%	5,6	13,0
1	4,0	5,1
10	2,8	1,6
100	2,0	0,51

1* – допустимое значение S_r , принятое в GeoPT, 2** – допустимое значение S_r , по критерию (2).

В докладе обсуждаются некоторые результаты, полученные при выполнении контроля и позволившие внести усовершенствования в методики анализа или объяснить систематическое расхождение результатов прямых методов анализа с принятыми в Программе (определение Ag, Sn).

Обсуждение результатов для Cr, Ni, V и Co позволило нам предположить, что различие в результатах разных методов анализа, представляемых нами и участниками Программы, может быть связано с формой присутствия этих элементов в породах в виде минеральных включений для хрома и в рассеянном виде для кобальта. Это различие влияет на неоднородность распределения элемента в породе и на результаты анализа при использовании ограниченной аналитической пробы. Дисперсионный анализ, выполненный для коллекции проб среднего состава (долериты и габбро), показал значимость влияния формы вхождения элемента на неоднородность распределения и величину общей погрешности результатов.

Постоянное участие в Программе GeoPT позволяет уточнять схему элементного анализа и реально оценивать возможности методик анализа, применяемых в Институте геохимии СО РАН.

Литература

Кузнецова А. И., Русакова В. А., Зарубина О. В. Критерии оценки качества микроэлементного анализа минеральных проб. // Журнал Аналитической химии. 1999. Т. 54. № 10. С. 1014-1019.

Кузнецова А. И., Зарубина О. В., Кажарская М. Г, Матвеева Л. Н. Определение Ag, В и Sn атомно-эмиссионным методом в образцах Международной программы тестирования геоаналитических лабораторий (GeoPT) // Аналитика и контроль. 2009. Т. 13, № 2. С. 96-105.

Чумакова Н. Л., Кузнецова А. И. Определение олова в геохимических стандартных образцах прямым атомно-эмиссионным методом // Аналитика и контроль. 2001. Т. 5. № 2. С. 157-161.

Kuznetsova A. and Chumakova N. Determination of the "Difficult" Elements Ag, B, Ge, Mo, Sn, and W in Geochemical Reference Samples and Silicate Rocks of the GeoPT Proficiency Testing Series by DC Arc Atomic Emission Spectrometry // Geostandards and Geoanalytical Research. 2002. V. 26. № 3. P. 307-312.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ АТОМНОЙ АБСОРБЦИИ, АТОМНОЙ ЭМИССИИ В ПЛАМЕНИ И МОЛЕКУЛЯРНОЙ СПЕКТРОФОТОМЕТРИИ ПРИ АНАЛИЗЕ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Пройдакова О.А., Меньшиков В.И.

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

e-mail: proyd@igc.irk.ru

Геологические и экогеологические работы базируются на аналитических данных, качество которых обуславливает уровень достоверности информации по всему комплексу работ. Основные требования для получения оптимального результата в кратчайший срок с минимальными затратами предполагают решение комплекса проблем химической пробоподготовки и инструментального окончания элементного анализа. Требуют решения проблемы определения текущих задач самоорганизации, составления алгоритмов достижения стратегической цели, разработки структуры аналитического комплекса, сравнения вариантов и выбор оптимального, сбор всей существующей информации по конкретной проблеме.

Применение на практике оптимальных аналитических схем позволяет повысить достоверность результатов, расширить диапазоны определяемых концентраций, уменьшить экономические затраты без потерь экспрессности, составить банк методик. Апробация схем анализа позволяет выявить области оптимального применения каждой методики к конкретным типам объектов. Типизированные схемы, включающие хорошо изученные аналитические операции, легко перенести на многоцелевые методики определения, которые и составляют методическое обеспечение, постоянно корректируемое для новых методов измерения.

Пробы природных объектов сложны для изучения. Они очень часто имеют неизвестный состав, поэтому при их исследованиях используется широкий комплекс методов и большой перечень стандартных образцов (СО). Наличие в химико-аналитической лаборатории ИГХ СО РАН большого парка аналитического оборудования позволяет проводить анализ различных природных объектов. В зависимости от поставленной задачи составляются схемы анализа [Кузьмин, 1996], которые включают различные варианты пробоподготовки и способ определения элементов.

Цель работы состояла в составлении оптимальных схем анализа различных природных объектов с использованием методов атомной и молекулярной спектроскопии. Типичными объектами исследований были горные породы, почвы, донные отложения, объекты растительного и животного происхождения. Из-за своего многообразия горные породы, в зависимости от кремнийкислотности (массовая доля SiO_2 в образце), были разделены на однотипные по составу объекты: породы ультракислого, кислого, среднего, основного и ультраосновного составов. Как отдельный тип рассмотрены мономинеральные горные породы (кварциты, карбонатиты, магнетиты).

Определение содержания элементов выполнены методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) с различными способами атомизации: пламенная (ПлААС) (пламена – пропан-бутан-воздух, ацетилен-воздух, ацетилен-закись азота и электротермическая (ЭТААС) – электротермические атомизаторы – графитовая трубчатая печь и «печь-пламя»). Измерения проводили на атомно-абсорбционных спектрометрах фирмы Perkin-Elmer, модели 403 и 503, AAnalyst 200, 800 (Perkin Elmer, США). Использовались электротермические атомизаторы (ЭТА): графитовые печи HGA-72 и HGA-74, атомизатор «печь-пламя» (ПП), выполненный в виде съемного блока к атомно-абсорбционному спектрометру. Источниками резонансного излучения служили лампы с полым катодом. Для определения Al, P, Si и Ti использовали метод спектроскопии (СФ), для определения K, Na, Li, Rb, Cs – метод атомно-эмиссионной пламенной фотометрии (АЭПФ). Применяли спектрофотометр СФ-56

(ЛОМО, Россия) и многоканальный спектрометр «Колибри-2» («ВМК-Оптоэлектроника», Россия) соответственно.

Для выбора оптимального метода измерения было изучено влияние основы пробы на величину аналитического сигнала и способы его устранения, приемы снижения пределов обнаружения и определены коллекции СО для построения градуировочных графиков.

Минимизация систематической погрешности наблюдалась при ПЛААС в случае применения хлорида лантана для определения Al, Mn и V в горных породах кислого состава, магнетитах, почвах и донных отложениях и при определении Ca, Mg и Sr в различных типах анализируемых объектов, кроме карбонатных пород. При определении Al, Mn и V и концентрации кальция в анализируемом растворе более 0.5 % необходимость применения хлорида лантана отпадает. При ЭТААА определение Pb во всех типах анализируемых объектов в присутствии PdCl₂ и определение Cu в породах карбонатного состава в присутствии аскорбиновой кислоты приводит к уменьшению систематической погрешности результатов.

Использование добавки 15 об. % изо-пропилового спирта обеспечило снижение пределов обнаружения для Al с 1.2 до 0.39 мг/л, Ba – с 2.7 до 1.5 мг/л, Ti – с 6.7 до 1.7 мг/л, Cr – с 0.43 до 0.15 мг/л. При этом относительное стандартное отклонение определения Al и Ti уменьшилось в 1.5 раза, Ba – в 1.7 раза и Cr – в 2 раза.

При ПЛААА минимальные погрешности определения Cu, Zn, V, Cr, Mn и Sr достигаются градуировкой по водным градуировочным растворам (ГР), а определения Co и Ni – по стандартным образцам разнообразного состава; определения Cu, Cr и Ni в породах карбонатного состава – по СО, состава близкого к анализируемым пробам, а при электротермической атомизации для определения Co, Ni, Cr, Cu и Pb – градуировкой по единому набору СО разнообразного состава.

Для ЭТААА установлены индивидуальные температуры пиролиза проб при определении Co, Ni, Cr и Pb в образцах различного типа, использование которых привело к снижению погрешностей результатов на 10-40 % отн. (табл.1)

При использовании атомизатора «печь-пламя» для уменьшения влияния матричных помех были подобраны оптимальные условия фракционного испарения кадмия, серебра, висмута, теллура и сурьмы. Применение интегрального способа регистрации (расчета площади под пиком) уменьшило погрешности определения элементов в 5-15 раз. Прямолинейные зависимости аналитического сигнала определяемых элементов для навесок образца от 5 до 200 мг позволяют расширить диапазон определяемых содержаний.

Таблица 1

Температура пиролиза при ЭТААА в зависимости от типа анализируемого объекта

Тип объекта		Температура пиролиза, °С			
		Co	Ni	Cr	Pb
Горные породы	кислого состава	950	1020	1190	520
	среднего состава	1080	1080	1135	520
	основного состава	1020	1080	1135	520
	карбонатного состава	1300	1346	950	570
Почвы и донные отложения		1020	1020	1135	570

Определение мышьяка проводили на гидридной установке с боргидридом натрия. Для градуировки использовали СО состава, причем при определении мышьяка в биоте градуировочную кривую строили по СО биологических веществ.

Ртуть определяли методом «холодного пара».

На основе обобщения литературных данных и выполненных исследований был предложен алгоритм построения или усовершенствования рациональных схем анализа различных природных объектов, который описан следующей последовательностью:

- отнесение исследуемой пробы к типу объекта из списка блока «Объекты анализа»;
- оценка возможных уровней содержаний элементов в пробах, исходя из кларков данного геохимического типа;
- составление набора СО для градуировки и контроля правильности результатов анализа;
- составление процедур блока «Пробоподготовка»: опираясь на список определяемых элементов (одного или группы), выбирается один или несколько оптимальных способов разложения;
- составление блока «Измерения»: исходя из вероятных содержаний аналитов, выбираются один или несколько оптимальных методов, способов и условий измерения аналитического сигнала;
- оценка качества полученных результатов анализа;
- заключение о правильности выбора рациональной схемы анализа применительно к партии геохимических проб данного типа.

Разработаны рациональные схемы определения 29 элементов (Al, Ag, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Hg, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, Rb, Sb, Si, Sr, Ti, Te, V и Zn) [Пройдакова, Васильева, 2009].

Схемы имеют формат таблиц (таб. 2), в которые включены объекты анализа, способы пробоподготовки, определяемые элементы и условия измерения аналитических сигналов.

Таблица 2

Рациональные схемы анализа различных природных объектов

Элемент	Метод анализа	Способ атомизации	Химический модификатор	Породы среднего состава				Биота		Донные отложения, почвы				
				сплавление	(3NO ₃ + HCl) + HF	HClO ₄ + HNO ₃ + HF	HNO ₃ + HF	HNO ₃ + HF	HNO ₃ + HF	сплавление	(3HNO ₃ + HCl) + HF	HClO ₄ + HNO ₃ + HF	HNO ₃ + HF	(HNO ₃ + 3HCl) + HF
					Отк	Отк	Авт	Авт	MW		Отк	Отк	Авт	MW
Al	ААС	ЗАА	ИПС	-	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-
Al	ААС	ЗАА	La	-	-	-	-	+	+	+	-	+	+	-
Al	ААС	ЗАА		+	-	+	-	+	+	+	-	+	+	-
Al	СФ			+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-
Ca	ААС	АВ	La	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+
Co	ААС	АВ		-	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+
Co	ААС	ЭТА		-	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+
Co	ААС	ЭТА	Аск	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+
Cr	ААС	АВ	ИСП	-	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+
Cr	ААС	АВ		-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+
Cr	ААС	ЭТА		-	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+
K	ПФ	ПБВ		-	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+
Li	ПФ	ПБВ	K,Na	-	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+
Zn	ААС	АВ	La	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+
Zn	ААС	АВ		-	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+
P	СФ			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Hg	ААС	МХП		Разложение смесью HNO ₃ + 3HCl ("царская водка")										
Cd	ААС	ПП		Прямое определение из порошковых проб										

Примечание: Знак (+) – оптимальный вариант определения элемента; ИПС – изо-пропиловый спирт; Аск – аскорбиновая кислота; ПФ – пламенная фотометрия; СФ – спектрофотометрия; ПМ – потенциометрия; МХП – «метод холодного пара»; ПБВ – пропан-бутан-воздух; АВ – ацетилен-воздух; ЗАА – закись азота-ацетилен; ЭТА – электротермическая атомизация; ПП – «печь-пламя»; Отк – открытое, Авт – автоклавное, MW – микроволновое разложение.

Каждая процедура аналитического процесса показана как отдельный набор методических приемов: в столбцах указаны способы пробоподготовки, строки соответствуют способу измерения аналита. Знак «+» характеризует набор оптимальных условий анализа. Сочетания вариантов пробоподготовки и инструментального метода, используемые при измерении содержания одного или группы элементов, зависят от типа анализируемых объектов, списка определяемых элементов и их содержания.

Сформированный банк рациональных схем анализа геохимических объектов постоянно пополняется за счет оптимизации всех блоков схемы, разработки и аттестации новых методик анализа. Применение предложенного алгоритма для выбора схем анализа, наиболее полно отвечающих решению геохимической задачи, уменьшает затраты времени на пробоподготовку и измерение концентраций примерно на 20-40 %, при повышении точности результатов анализа.

Литература

Кузьмин Н.М. О построении схем анализа // Журнал аналитической химии. 1996. Т. 51. № 3. С. 262-269.

Пройдакова О.А., Васильева И.Е. Способ совершенствования схем пробоподготовки и атомно-абсорбционного анализа геохимических проб // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2009. Т. 75. № 4. С.6-15.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ШЛАКОВ И ОГНЕУПОРОВ ДРЕВНЕГО ЖЕЛЕЗОДЕЛАТЕЛЬНОГО ПРОИЗВОДСТВА В ПРИБАЙКАЛЬЕ

**Степанов¹ И.С., Кожевников² Н.О., Харинский³ А.В., Кустов³ М.С., Иванова³ Г.Н.,
Финкельштейн¹ А.Л., Васильева¹ И.Е., Шабанова¹ Е.В., Феоктистова¹ Л.П.**

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail:
ivanstep208@yandex.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: kozhevnikovno@ipgg.nsc.ru

³НИУ ИргТУ, г.Иркутск, e-mail: kharinsky@mail.ru

За последнее время на территории Ангаро-Ленской и Байкальской культурно-исторических областей открыта и частично исследована серия объектов, связанных с получением железа (малоуглеродистой стали).

На территории Ангаро-Ленской культурно-исторической области выявленные объекты исследованы слабо и в основном представлены одиночными, разрозненными металлургическими остатками производства в долине реки Ангары, среди которых стоянки Каймыс II (Усть-Удинский район) [Кустов, 2007], Макарьевская V (Нукутский район), поселение Нельхай I (Аларский район).

Для Байкальской культурно-исторической области характерны объекты в виде площадок (металлургических центров), где фиксируется весь цикл получения железа (от обогащения руды до механической обработки «крицы»). На территории Приольхонья крупные центры зафиксированы и исследованы в пади Бурун-Хал (Бурун-Хал II, Бурун-Хал III) и с. Курма (Курма XVIII, Курма XXVIII, Курминское озеро I) [Харинский, Снопков, 2004]. На острове Ольхон площадки для производства металла частично исследованы в окрестностях с. Харанцы (Харанса VI) [Кустов, 2008] и залива Восточный Хунгай (Восточный Хунгай I). Возраст объектов производства металла в Приольхонье и о. Ольхон определен временными рамками конца I тыс. до н.э.-первой пол. I тыс. н.э. Также на о. Ольхон известны одиночные находки остатков металлургического производства (Улан-

Хушинский залив) [Иванова и др., 2007].

В работе приведены результаты изучения вещественных характеристик образцов из вышеперечисленных металлургических центров и стоянок Прибайкалья и Приангарья.

Шлаки – продукты с высоким содержанием кристаллических и некристаллических фаз, образованные в процессе получения железа из руды или его обработки в топке (горновом гнезде) кузнечного горна. В большинстве шлаков содержание железа более 40 %, SiO₂ менее 30 % (табл.). По вещественным характеристикам различаются группы окисных, окисно-силикатных, известково-окисно-силикатных, силикатных шлаков. Каждая группа представлена расплавленными и спеченными шлаками. Расплавные шлаки – сравнительно гомогенные продукты, которые образуются из расплава с большой долей стекла. Спеченные шлаки являются гетерогенными продуктами, состоящими из реликтов первичного материала и новообразованных фаз из расплава.

Окисные шлаки представлены преимущественно окислами железа. Для них характерен значительный удельный вес (4-5 г/см³), черный цвет, повышенная магнитность. Доминирующие минералы представлены вюститом и магнетитом, помимо них присутствуют фаялит и стекло. Содержание железа высокое – 50-60 %, SiO₂ низкое – < 20 % (табл., выборка 1, 2). Количество Al₂O₃, Na₂O, K₂O, MgO, CaO, Sr, Ba понижено, а Zn – повышено.

Таблица

Средний химический (масс.%) и редкоэлементный (г/т) состав шлаков и огнеупоров
железодельательных центров Прибайкалья.

Компо нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	(5;13)	(8;13)	(3;10)	(4;7)	(3;22)	(3;15)	(3;4)	(3;6)	(5;14)	(8;20)	(1;1)	(1;7)
SiO ₂	17.84	12.37	24.25	23	24.05	26.09	30.45	39.36	61.05	60.39	32.9	47.65
TiO ₂	1.43	1.02	2.08	1.74	0.38	0.33	0.45	0.95	0.95	0.73	1.18	1.82
Al ₂ O ₃	4.38	3.44	7.14	6.35	6.49	7.03	8.07	9.77	22.67	16.1	11.2	15.54
*FeO	68.66	72.5	56.25	58.4	57.52	54.64	43.57	36.03	7.80	13.24	6.89	10.94
MnO	0.5	0.48	0.85	0.49	0.35	0.31	0.58	0.42	0.22	0.34	0.14	0.2
MgO	0.72	0.74	0.8	0.99	1.28	1.27	2	1.59	0.7	1.32	3.44	3.45
CaO	3.35	1.69	1.97	2.23	7.88	7.13	11.22	5.67	1.23	2.49	21.71	10.84
P ₂ O ₅	0.3	0.73	0.27	0.21	0.15	0.2	0.16	0.34	0.2	0.22	0.44	0.94
K ₂ O	0.52	0.33	0.96	0.81	0.69	0.8	0.75	1.56	1.74	2.42	1.2	2.15
Na ₂ O	0.23	0.21	0.4	0.55	0.25	0.23	0.22	1	0.33	0.95	3.69	4.37
Ba	233	191	366	326	349	354	581	630	705	818	385	484
Sr	76	110	177	129	146	126	132	391	213	204	887	1117
Zr	35	55	135	177	29	28	60	116	200	227	229	318
Zn	86	84	72	77	62	59	55	68	178	116	120	120
Cr	45	50	84	61	37	35	47	63	74	97	20	26
V	320	290	355	315	79	63	107	195	142	142	88	72

Примечание. 1 – расплавный окисный шлак, 2 – спеченный окисный шлак. 3 – расплавный окисно-силикатный шлак, 4 – спеченный окисно-силикатный шлак, 5 – расплавный известковый окисно-силикатный шлак, 6 – спеченный известковый окисно-силикатный шлак, 7 – расплавный силикатный шлак, 8 – спеченный силикатный шлак, 9 – цементированный алюмосиликатный огнеупор, 10 – ошлакованный алюмосиликатный огнеупор, 11 – цементированный известково-алюмосиликатный огнеупор, 12 – ошлакованный известково-алюмосиликатный огнеупор.

В скобках через точку с запятой первое число – количество центров, второе число – количество проб в выборке.

*Содержание железа, выраженное в виде FeO

Расплавные окисные шлаки отмечаются в центрах: Курминское озеро I, Барун-Хал II, Барун-Хал III, Харанса VI, Восточный Хунгай I. Они обладают флюидальной текстурой. Количество вкрапленников руд и вторичных минералов в этих продуктах не превышает 15 %. Расплавные окисные шлаки пади Барун-Хал отличаются тем, что содержат пониженное количество металлического железа.

Спеченные окисные шлаки встречаются в производственных центрах Курминское озеро I, Барун-Хал II, Барун-Хал III, Харанса VI, Восточный Хунгай I, стоянка Макарьевская V, в районе залива Улан-Хушин. Для них характерны чашевидные формы, большое количество (до 50 %) реликтов руд, гематита, гетита. Спеченные окисные шлаки всех центров Приольхонья отличаются структурно-текстурным многообразием.

Различия по химическому составу между расплавными и спеченными окисными шлаками заключаются в том, что расплавная группа шлаков содержит больше стекла и для нее характерны повышенные концентрации Si_2O , Al_2O_3 , CaO , Ba , а спеченная – содержит больше реликтов руд и имеет повышенное содержание железа.

Окисно-силикатные шлаки – продукты, которые наряду с преобладающим фаялитом содержат 15-30 % окислов железа, стекло. Для них характерны значительный удельный вес (3.5-4.5 г/см³), серо-зеленая окраска. Содержания железа 44-45 %, SiO_2 20-26 % (табл., выборка 3, 4). В окисных шлаках концентрации Al_2O_3 , MgO , Ba , Zn ниже, чем в окисно-силикатных шлаках, а в силикатных шлаках – выше. Количество MnO , TiO_2 , V , Cr повышено в окисно-силикатных шлаках. Это связано с тем, что окисно-силикатная группа шлаков в основном представлена шлаками с о. Ольхон (Харанса VI, Восточный Хунгай I, шлаки с Улан-Хушинского залива), для которых характерны высокие концентрации этих элементов. Близкие химические характеристики шлаков о. Ольхон, вероятно, объясняются единым типом руд, обогащенных MnO , TiO_2 , V , Cr , использованных для производства железа.

Расплавные окисно-силикатные шлаки распространены в центрах Харанса VI, Курминское озеро I, в районе залива Улан-Хушин. Они состоят из слипшихся веревковидных выделений. В шлаках центра Харанса VI и с Улан-Хушинского залива отмечаются повышенные содержания минералов группы магнетита (10-20 %). В шлаках железнотермического центра Курминское озеро I содержание магнетита низкое (2 %).

Спеченные окисно-силикатные шлаки характерны для центров Харанса VI, Барун-Хал III, стоянки Каймыс II, района залива Улан-Хушин. Они содержат некоторое количество (до 15 %) реликтов руд, флюса, огнеупора. В харандинских и улан-хушинских шлаках количество минералов группы магнетита достигает 10-15 %.

Химические различия между спеченными и расплавными окисно-силикатными шлаками несущественны.

Известково-окисно-силикатные шлаки распространены в центрах Приольхонья (Барун-Хал II, Барун-Хал III, Курминское озеро I). В них помимо фаялита, вюстита, стекла содержатся кальциевые минералы: монтичеллит, кирштейнит (?), мелилит и почти отсутствует металлическое железо. Для этих шлаков характерны значительный удельный вес (3.5-4.5 г/см³), зеленая и серая окраска. По содержанию железа и SiO_2 они сходны с окисно-силикатными шлаками, однако отличаются от них по содержаниям CaO 5-10 % (табл., выборка 5, 6). Повышенное количество извести, вероятно, обусловлено добавками в шихту известкового флюса. Концентрации Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , K_2O , Ba , Sr , Zn в известково-окисно-силикатных шлаках выше, чем в окисных шлаках, но ниже, чем в силикатных.

Расплавные известково-окисно-силикатные шлаки морфологически сходны с расплавными окисно-силикатными шлаками. Главные фазы представлены фаялитом, вюститом, стеклом. Расплавные шлаки центров Барун-Хал II, Барун-Хал III содержат 45-55 % оливина, 35-40 % стекла, 5-15 % вюстита. Шлак Курминского Озера I содержит 60 % оливина, 20 % стекла, 15 % вюстита.

Спеченные известково-окисно-силикатные шлаки наряду с новообразованными фазами, содержат до 20 % реликтов руд, огнеупоров, флюса, окисленного железа. Они имеют неровную поверхность, пористую текстуру, порфиоровую и гетерогенную структуры. В спеченных шлаках

центров Барун-Хал II, Барун-Хал III количество стекла составляет 30-45 %, а в шлаках Курмы – понижено (25 %). По химическому составу расплавные и спеченные известково-окисно-силикатные шлаки сходны между собой.

Силикатные шлаки – продукты, состоящие преимущественно из силикатных фаз: оливина, пироксена, плагиоклаза, мелилита, стекла. Для них характерны средний удельный вес (3-4 г/см³), светло-зеленая окраска. Повышенные количества железа 28-34 % и SiO₂ 30-40 % (табл., выборка 7, 8) обуславливают появление пироксенов. Высокие концентрации Al₂O₃ 8-10 %, CaO 6-11 % способствуют кристаллизации анортита, мелилита, шпинели.

Расплавные силикатные шлаки отмечаются во всех центрах Приольхонья. Они имеют флюидальную текстуру, неполнокристаллическую структуру. Главные фазы представлены оливином, пироксеном, стеклом. В расплавном шлаке центра Барун-Хал III оливин составляет 30 %, пироксен – 20 %, стекло – 40 %; Курминского озера I оливин – 45 %, пироксен – 5 %, вюстит – 10 %, стекло – 40 %.

Спеченные силикатные шлаки распространены в центрах Барун-Хал II, Харанса VI, на стоянке Макарьевская V. Они имеют неровную поверхность, гетерогенную структуру. Эти продукты содержат 10-50 % вкрапленников огнеупора, флюса. Оставшуюся часть в них составляют оливин, пироксен, плагиоклаз, мелилит, шпинель, магнетит, вюстит и стекло. Шлаки центра Барун-Хал II содержат повышенное количество плагиоклаза (10-30%). В шлаке с Макарьевской V количество окислов сильно варьирует: 0-30 %. В шлаках Харанса-VI содержание стекла составляет 40-50 %.

Отличия по химическому составу расплавных силикатных шлаков от спеченных силикатных заключаются в том, что расплавные шлаки обогащены FeO, MgO, MnO, а спеченные – SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, K₂O, Na₂O, Ba, Sr, Zr, Zn.

Огнеупоры – материалы, способные противостоять воздействию высоких температур, которыми покрывались внутренние стенки горна. Основой для производства огнеупоров служила глина, которую, добывали вблизи железоделательных центров. Для придания жаропрочных свойств и понижения пластичности глины в нее добавлялся кварц.

Для огнеупоров характерны неоднородность, слоистость, легкий удельный вес (2.5-3.5 г/см³), разнообразные окраски. Слагающее эти продукты вещество с внешней стороны сцементировано, с внутренней – остекловано и ошлаковано. Сцементированная структура, сформирована под воздействием низких температур (300-500°C) и обладает невысокой прочностью. Более прочная стекловатая структура образована вследствие воздействия повышенных температур (до 600-1300°C) и шлакового расплава, что также фиксируется повышенными концентрациями железа, K₂O, Na₂O (табл., выборка 10, 12). Между сцементированной и стекловатой структурами огнеупора наблюдается постепенный переход.

По химическому составу огнеупоры от шлаков отличаются более высокой суммой SiO₂+Al₂O₃ (более 45 %), повышенными концентрациями K₂O, Na₂O, MgO, Ba, Sr, Zr, Zn и пониженными содержаниями железа (< 12 %).

Различия в группе огнеупоров обусловлены разным химическим составом глин, использовавшихся для их изготовления. На территории Прибайкалья выделяются два типа огнеупоров: алюмосиликатные и известково-алюмосиликатные. Алюмосиликатные огнеупоры (табл., выборка 9, 10) по сравнению с известково-алюмосиликатными (табл., выборка 11, 12) обогащены железом, Si₂O, Al₂O₃, Ba и обеднены CaO, MgO, Na₂O, Sr, Zr.

Алюмосиликатные огнеупоры Прибайкалья представлены двумя видами: прочными целиком остеклованными огнеупорами с отчетливой сланцеватостью и плейчатостью из центра Курминское озеро I; менее прочными огнеупорами остальных производственных центров. Курминские огнеупоры древний человек, получал из глины, обогащенной слюдой [Харинский, Снопков 2004]. За счет калия температура плавления огнеупора, вероятно, могла существенно снижаться, он быстрее оплавлялся, приобретал сланцеватую текстуру, стекловатую структуру и, как следствие, повышенную прочность.

Известково-алюмосиликатные огнеупоры встречаются только на производственном комплексе Харанса VI. Вероятно, здесь было известно месторождение известковых глин.

Полученные первые данные по вещественному составу шлаков из Прибайкальских центров железоделательного производства свидетельствуют о том, что по фазовому составу, содержанию главных элементов (SiO_2 , FeO , Al_2O_3 , CaO) они идентичны шлакам известных в мире центров получения железа (Великобритания, Швейцария, Германия и др.).

Планируемые работы по изучению руд, шлаков и огнеупоров железоделательного производства позволят получить информацию о древних технологиях, их различиях в исторические периоды. В конечном счете, предполагается создать научную основу для проведения вещественных и возрастных корреляций с известными железоделательными центрами соседствующих народов и цивилизаций Центральной Азии и Европы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00263.

Литература

Иванова Г.Н., Левицкий В.И., Павлова Е.А. Вещественный состав материала железоделательного производства на острове Ольхон // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2007. Т. 4(30). С. 100-111

Кустов М.С. Разведка по правому берегу Братского водохранилища // АО 2005 года. – М., 2007. С. 484-485.

Кустов М.С. Спасательные работы на поселенческо-производственном комплексе Харанса VI на о. Ольхон // АО 2007 года. – М., 2008. С. 59.

Харинский А.В., Снопков С.В. Производство железа населением Приольхонья в Елгинское время // Известия. Лаборатории древних технологий. 2004. Т. 2. С. 167-187.

РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВАЛЕНТНОГО СОСТОЯНИЯ МАРГАНЦА В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ

Чубаров В.М.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: master-17@rambler.ru*

Исследования валентного состояния марганца в железомарганцевых конкрециях (ЖМК) важны с точки зрения минералогии и способности поглощения конкрециями следовых элементов. Влияние химической связи на интенсивность линий рентгеновского спектра марганца проявляется для линий L-серии [Albee, Chodos, 1970], а также для сравнительно слабых сателлитов K β -линии [Sakurai, Eba, 2003], обусловленных переходами электронов из состояния в валентной M-оболочке на внутренние оболочки атома. Метод рентгеновского микроанализа (РМА) использовался для определения валентного состояния марганца по отношению интенсивностей линий $\text{MnL}\alpha_{1,2}$ и $\text{MnL}\beta$ [Albee, Chodos, 1970], а также с использованием эффекта поглощения линии $\text{MnL}\alpha$ MnL_{III} -краем поглощения [Куликова и др., 1998]. Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) широко используют для определения содержания породообразующих элементов в горных породах, он обеспечивает высокую производительность и сравнительно низкие затраты на пробоподготовку. Для определения валентного состояния элементов методом РФА может быть использована K-серия рентгеновского флуоресцентного спектра [Филиппов и др., 2001]. Было показано [Чубаров и др., 2009; Чубаров, Финкельштейн, 2010], что для определения валентного состояния железа методом РФА в образцах изверженных горных пород и железных руд целесообразно использовать отношение интенсивностей линий K-серии (K $\beta_{2,5}$ и K $\beta_{1,3}$) при измерении в пике линии в первом порядке отражения; использование отношения линий L-серии (L β_1 и L $\alpha_{1,2}$) в качестве аналитического сигнала также возможно.

В данной работе проведена оценка погрешности определения валентного состояния марганца по K- и L-серии рентгеновского спектра в железомарганцевых конкрециях. Исследования выполнены на кристалл-дифракционном рентгенофлуоресцентном

спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS). Условия измерения аналитических линий марганца приведены в таблице 1. Кристалл-монокроматор LiF (220) и сцинтилляционный детектор (SD) использовались для измерения интенсивностей линий в первом порядке отражения, кристалл LiF (200) и проточный пропорциональный детектор – для измерений во втором порядке отражения.

Таблица 1.

Условия измерения интенсивностей характеристических линий марганца.

Линия / переход	Энергия (кэВ) / Длина волны (нм)	Монокроматор / Коллиматор	Детектор	Напряжение (кВ) / сила тока (мА) рентгеновской трубки
MnK β_5 /K–M ₄ , M ₅	6.535/0.189	LiF (220), LiF(200) / 0.23°	SD FCD	50 / 60
MnK $\beta_{1,3}$ /K–M ₂ , M ₃	6.490/0.193			
MnL $\alpha_{1,2}$ /L ₃ –M ₄ , M ₅	0.637/1.945	OVO55 / 0.23°	FCD	30 / 70
MnL β_1 /M ₂ –L ₄	0.649/1.908			

На рис. 1 представлен спектр стандартного образца (СО) железомарганцевой конкреции СДО-7 в области линии MnK $\beta_{1,3}$.

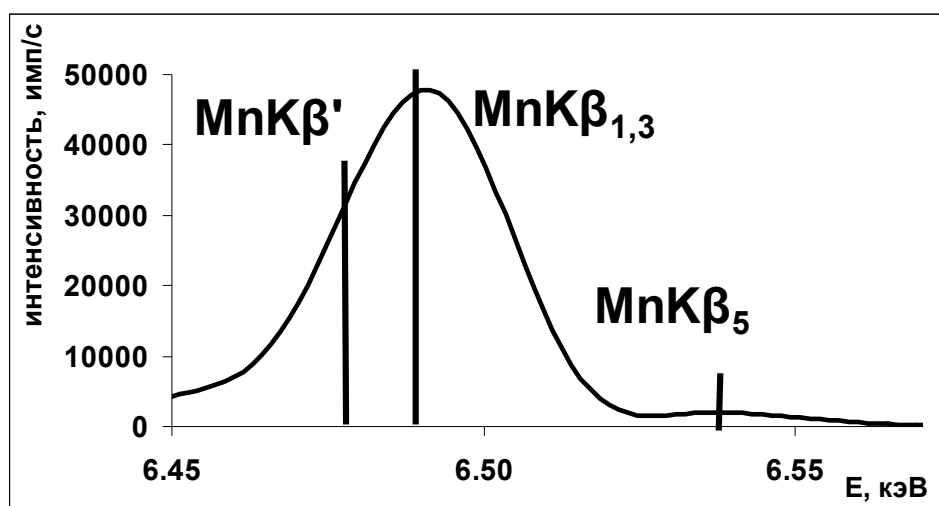


Рис. 1. Спектр СО СДО-7 в области линии MnK $\beta_{1,3}$

В представленной области спектра присутствует ряд линий, интенсивность которых зависит от валентного состояния марганца: линия MnK β_5 и ряд сателлитов, наиболее интенсивным из которых является MnK β' , обусловленный переходом K–M_{2,4} с выбросом электрона с уровня M_{4,5}. Для демонстрации зависимости интенсивностей линий K β -спектра марганца от валентного состояния были построены разностные спектры, полученные путём вычитания из спектров соединений, содержащих марганец в различных зарядовых состояниях (MnO, Mn₂O₃, MnO₂, MnS) спектра образца MnO. Для достижения лучшего разрешения линий спектры были записаны во втором порядке отражения (рис 2).

На рис. 2 проявляется тонкая структура рентгеновских спектров: сателлиты MnK β' и MnK β'' разрешаются. В области линии MnK β_5 интенсивности закономерно увеличиваются с ростом зарядового состояния марганца. В области сателлитов такая зависимость проявляется только для оксидных соединений марганца. Таким образом, использование линии MnK β_5 в качестве аналитической предпочтительнее, чем использование сателлитов.

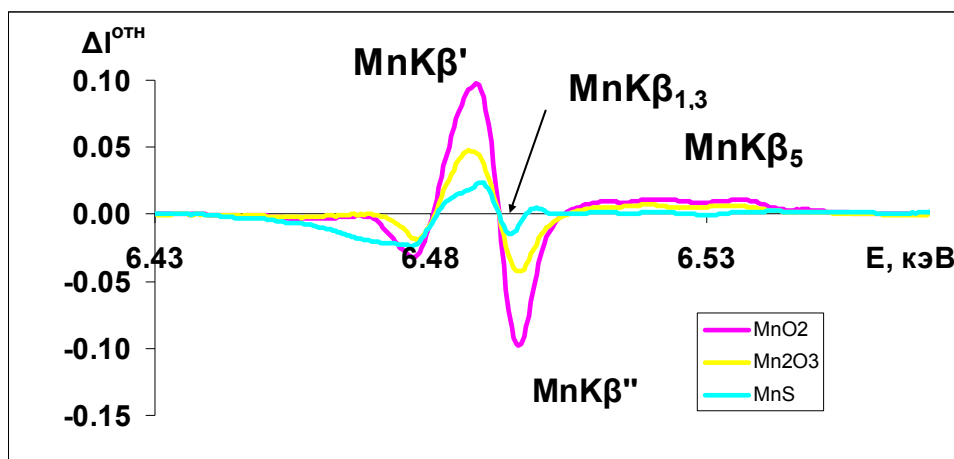


Рис. 2. Разностные спектры образцов соединений марганца в области линии $MnK\beta_{1,3}$

На рис. 3 представлена зависимость отношения интенсивностей выбранных аналитических линий от валентного состояния марганца (N) для 4 образцов соединений марганца, которая была аппроксимирована уравнением линейной регрессии:

$$R^I = a_0 + a_1 \cdot N, \quad (1)$$

где a_0 и a_1 – коэффициенты регрессии, R^I – отношение интенсивностей линий K-серии ($MnK\beta_5$ и $MnK\beta_{1,3}$).

В качестве аналитического параметра рассматривали также отношение интенсивностей линий L-серии ($MnL\beta_1$ и $MnL\alpha_{1,2}$). Уравнение (1) для линий K-серии характеризовалось величиной относительного стандартного отклонения $V=1\%$, для линий L-серии – 5% . Предпочтение в качестве аналитического параметра было отдано отношению интенсивностей линий $MnK\beta_5$ и $MnK\beta_{1,3}$, которое обеспечивает меньшую величину V . По причине спектрального наложения линий $FeK\alpha_{1,2}$ и $MnK\beta_{1,3}$ использовали второй порядок отражения на кристалле LiF (200).

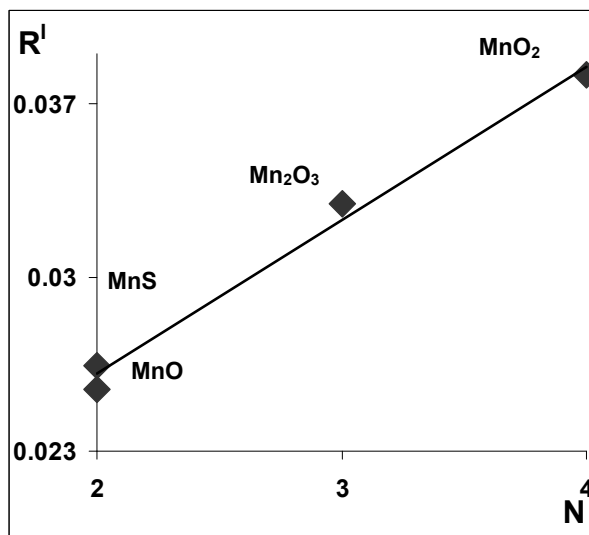


Рис 3. Зависимость отношений интенсивностей линий $MnK\beta_5$ и $MnK\beta_{1,3}$ (R^I) от валентного состояния марганца (N).

Для построения градуировочной функции использовали СО ЖМК (СДО-4, СДО-5, СДО-6, СДО-7) и марганцевой руды (44-а), в которых содержание MnO_2 варьировало в диапазоне $24.3-56.8\%$, содержание $MnO^{общ}$ – в диапазоне $20.0-67.9\%$. Зависимость отношения содержаний $R^c = C_{MnO_2} / C_{MnO^{общ}}$ от отношения интенсивностей линий $MnK\beta_5$ и $MnK\beta_{1,3}$ (R^I) во втором порядке отражения для 3 образцов оксидов марганца и 5 СО представлена на рис. 4.

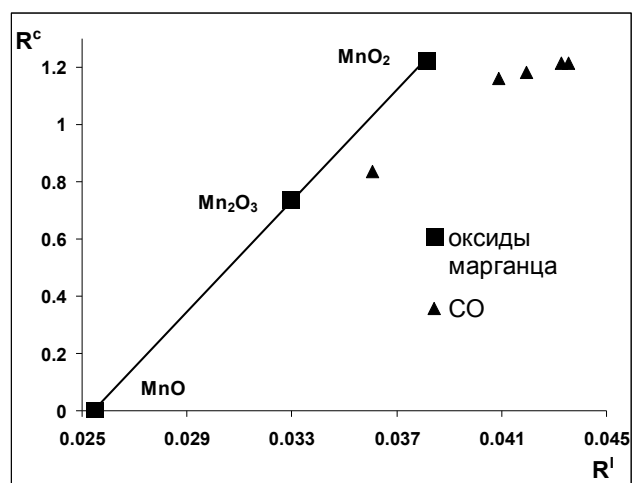


Рис. 4. Зависимость отношения $R^c = C_{MnO_2} / C_{MnO^{tot}}$ от отношения интенсивностей линий $MnK\beta_5$ и $MnK\beta_{1,3}$ (R^1) во втором порядке отражения

Отклонение для СО от зависимости, полученной для образцов оксидов марганца увеличивается с ростом содержания железа в СО. Полученную зависимость для 8 образцов аппроксимировали уравнением линейной регрессии, в которое был включен член $C_{Fe_2O_3^{tot}}$:

$$R^c = a_0 + a_1 * R^1 + a_2 * C_{Fe_2O_3^{tot}} \quad (2)$$

Для расчета содержания MnO_2 использовали формулу:

$$C_{MnO_2} = C_{MnO^{tot}} \times R^c \quad (3)$$

В таблице 2 приведены результаты определения содержания Mn^{4+} в СО железомарганцевых конкреций (ЖМК-1, ЖМК-2, GeoPT-23а), кобальтомарганцевых корок (КМК-1, КМК-2) и марганцевой руды (MnH) с использованием уравнения (2) и формулы (3).

Таблица 2.

Результаты рентгенофлуоресцентного определения содержания Mn^{4+} в СО

СО	$C_{Mn^{общ}}^{амт} \pm \Delta_0, \%$	$C_{Mn^{4+}}^{P\Phi A} \pm \Delta, \%$
ЖМК-1	30.6±0.6	30.3±0.10
ЖМК-2	32.5±0.6	32.0±0.06
КМК-1	25.0±0.4	24.3±0.06
КМК-2	15.7±0.2	15.6±0.06
MnH	(35.5)	10.4±0.06
GeoPT-23A	(34.2)	29.9±0.10

Марганец в конкрециях содержится преимущественно в форме Mn^{4+} , однако марганцевые руды могут содержать значительные количества Mn^{2+} . Рентгенофлуоресцентный метод обладает преимуществом в экспрессности и низкими затратами на пробоподготовку и может быть использован для оценки валентного состояния марганца в железомарганцевых конкрециях, поскольку использование методов потенциометрического и титриметрического анализа для этой цели затруднено.

Литература

Куликова И.М., Баринский Р.Л., Пеков И.В. Метод микрообъемных исследований формы вхождения атомов марганца в кристаллическую структуру минералов // Записки ВМО. 1998. Ч. СХХVII. №3. С. 110-115.

Филиппов М.Н., Куприянова Т.А., Лямина О.И. Одновременное определение содержания и формы нахождения элемента в твердом теле рентгенофлуоресцентным методом // Журнал аналитической химии. 2001. Т.56. №8. С.817-824.

Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ в горных породах // Журнал аналитической химии. 2010. Т. 65. № 6. С. 634-641.

Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Амиржанов А.А. Определение отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ в железных рудах по эмиссионным линиям К-серии рентгеновского флуоресцентного спектра // Аналитика и контроль. 2009. Т.13. № 3. С. 141-146.

Albee A.L., Chodos A.A. Semiquantitative electron microprobe determination of $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ and $\text{Mn}^{2+}/\text{Mn}^{3+}$ in oxides and silicates and its application to petrologic problems // Amer. Miner. 1970. V. 55. N3/4. P.103-107.

Sakurai K., Eba H. Chemical characterization using relative intensity of manganese $\text{K}\beta'$ and $\text{K}\beta_5$ X-ray fluorescence // Nuclear Instrument and Methods in Physical Research B. 2003. V. 199. P. 391-395.

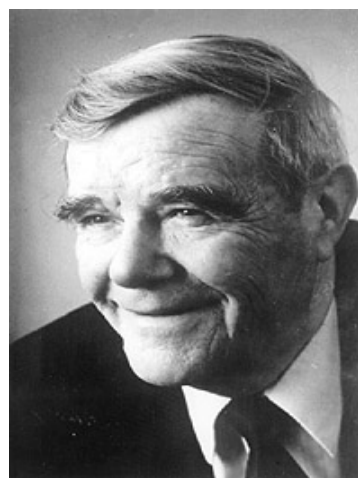
СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДИКИ АТОМНО-ЭМИССИОННОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПРИРОДНЫХ СРЕД

Чумакова Н.Л., Смирнова Е.В., Кузнецова А.И., Одареева Л.Н., Зарубина О.В.

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

e-mail: ninach@igc.irk.ru

В 60-70 гг. успешно развивается теория и практика метода атомно-эмиссионного анализа. Одним из ученых, работавших в этой области аналитики, был Яков Давыдович Райхбаум.



Поэтому основатель Института академик Лев Владимирович Таусон, уделявший особое внимание аналитике, пригласил профессора Якова Давыдовича Райхбаума руководить аналитической службой ИГХ СО РАН.

Сотрудниками лаборатории оптического спектрального анализа стали выпускники физического факультета Иркутского госуниверситета. Приоритетом исследовательской работы выбрано изучение физических явлений в плазме дуги и физико-химических процессов, протекающих в канале дугового электрода. Результатом этих исследований явилось создание эффективных методик **количественного** атомно-эмиссионного анализа (АЭА) геологических объектов

Количественный АЭА – в понимании школы Райхбаума – это метод определения содержания химических элементов в геологических объектах, когда для проб и стандартных образцов унифицируются параметры процессов, протекающих в плазме дуги и канале электрода, с помощью модификаторов. Модификаторы могут выполнять различные роли в

управлении параметрами плазмы. С помощью легкоионизируемых добавок Na или K (концентрация в плазме должна быть не менее 0,1% по И.А.Кринбергу) можно управлять температурой и электронной плотностью в аналитической зоне (применяется при определении РЗЭ). Использование антимонита (реактивного сульфида сурьмы), являющегося «носителем» для элементов-примесей, препятствует образованию карбидов этих элементов в канале электрода (методика определения W). В анализе группы легколетучих элементов модификатор выполняет роль «плавня»: оксид кремния в пробе и часть модификатора, оксид алюминия, создают каплю расплава, из которой и испаряется в плазму анализируемое вещество. С помощью модификатора иногда образуется и сам аналит (молекулярная полоса CaF) в методике определения F. Внутренний стандарт, являясь составной частью модификатора, дает возможность снижать относительное стандартное отклонение Sr, при изменении условий испарения вещества и возбуждения спектра в процессе проведения анализа.

Методика определения элементов средней летучести: Co, Ni, Cr, V, Sc, Be, Ba, Sr (по ряду летучести А.К.Русанова) была разработана в начале 1970 гг. А.Д. Глазуновой и Л.Н.Одаревой. Опубликована во многих работах геохимического профиля и подробно описана в монографии [Эмиссионный спектральный..., 1976]

Разработкой методики определения фтора занимались В.Р. Огнев и Л.Л. Петров. Предложены два варианта атомно-эмиссионного спектрального анализа: а) для ореольной геохимической тематики предлагался способ просыпки вдувания; б) для обеспечения исследований по отдельным вопросам геохимии фтора – метод испарения из канала электрода. В работе [Эмиссионный спектральный..., 1976] детально прописаны все параметры предложенной авторами методики. При изменении способа регистрации сигнала аналита сохранены: модификатор, размер канала электрода, время регистрации, параметры разряда.

Для определения вольфрама в горных породах А.И. Кузнецовой была разработана методика, основанная на использовании химических реакций, протекающих в канале угольного электрода, с целью перевода присутствующих минеральных форм вольфрама в летучие соединения. В качестве модификатора-реагента был выбран природный антимонит (реактивный сульфид сурьмы). Образующийся оксид вольфрама испаряется в дуге постоянного тока силой 10 А из навески пробы 30 мг, помещенной в канал нижнего электрода (*катода*), в течение 30 сек. Сигнал регистрируется на ДФС-8 с обратной линейной дисперсии 0.2 нм/мм

Методика определения La, Ce, Nd, Yb, Y разработана Е.В.Смирновой. Основная трудность при определении лантаноидов методом АЭА заключается в сложности их спектров. Все РЗЭ имеют низкую энергию ионизации, вследствие чего возникает очень большое число ионных линий в спектре, из которых трудно найти приоритетную, свободную от спектральных наложений. Дополнительные помехи вносит молекулярный спектр радикала CN. Для частичного подавления циановых полос применяли легкоионизируемую добавку – хлорид натрия. Учитывая, что РЗЭ и Na имеют разную кинетику испарения, для одновременного поступления в плазму дуги этих элементов использовали ступенчатый электрод. В нижний канал такого электрода помещали модификатор (NaCl+ угольный порошок). Навеска пробы испаряется из анода в разряд дуги постоянного тока (10А), практически до полного выгорания: в течение всей экспозиции в плазме присутствует достаточное количество атомов легкоионизируемой добавки.

Совместное определение группы летучих элементов, Zn, Pb, Sn, Mo, Cu, Ag, Ge, В, Tl, диктуется требованиями геохимических исследований. Исследования поведения таких элементов в канале электрода и в плазме разряда дуги показали, что применение модификатора, содержащего оксид алюминия, сульфид сурьмы, хлорид натрия (8:1:1) с введенным в качестве внутреннего стандарта висмутом, дает наилучшие метрологические

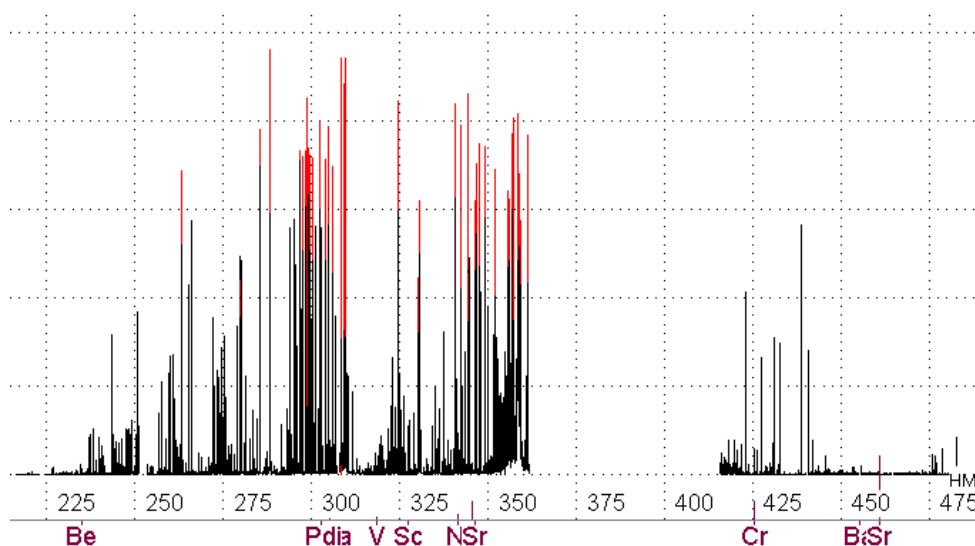
характеристики (предел определения, погрешность воспроизводимости и диапазон содержаний) [Смирнова и др., 1993]



В настоящее время в Институте геохимии СО РАН работают пять методик количественного атомно-эмиссионного анализа на установке, состоящей из спектрографов ДФС-8, ДСФ-13 PGS-2, в кассетных частях которых находятся регистрирующие блоки многоканального анализатора эмиссионных спектров (МАЭС). Источником электрического разряда высокой надежности и стабильности является генератор «Шаровая молния», как составная часть комплекса МАЭС.

Для всех представленных методик излучение от дугового разряда (через трехлинзовые системы освещения) фиксируется на фотодиодных кристаллах комплекса. Синхронизация регистрации и компьютерная обработка спектров осуществляется программой «АТОМ», разработанной в ВМК Оптоэлектроника, Новосибирск.

В качестве примера на рисунке представлен спектр, получаемый на 22 фотодиодных линейках, при определении элементов средней летучести.



Все представленные методики используются при экогеохимических исследованиях в Институте геохимии СО РАН, при аттестации стандартных образцов состава горных пород, почв, зол и донных отложений и участвуют в Международной программе профессионального тестирования геоаналитических лабораторий (GeoPT).

Литература

Эмиссионный спектральный анализ в геохимии [Под редакцией Я.Д.Райхбаума]. – Новосибирск.: Наука, 1976. – 279 с.

Смирнова Е.В., Кузнецова А.И., Чумакова Н.Л. Атомно-эмиссионный анализ в геохимии.– Новосибирск.: Наука, 1993. – 227 с.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДИК АТОМНО-ЭМИССИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ ПРИ АНАЛИЗЕ СОПРЯЖЁННЫХ СРЕД «ПОРОДА–ПОЧВА–ВОДА–РАСТЕНИЕ»

Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Забанов Ю.А.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: shev@igc.irk.ru

Актуальной проблемой эколого-геохимических исследований является разработка научно-методических основ прогнозирования степени техногенного загрязнения и его последствий. Локализация микроэлементов в почвах зависит от их химических форм, унаследованных от подстилающей породы, либо поступающих в почву через атмосферу путём осаждения паров, аэрозолей, пыли или с дождём и снегом в виде растворимых и нерастворимых соединений. Почвы обладают высокой сорбционной ёмкостью и за счёт органической составляющей могут аккумулировать до 90% токсичных элементов, которые мигрируют по ландшафтному профилю и поступают в природные воды (грунтовые, поверхностные, почвенные) и в растворённом виде становятся доступными для питания растений. В исследованиях, направленных на сохранение окружающей среды и здоровья населения, широко применяются прямые методики атомно-эмиссионной спектроскопии (АЭС) благодаря возможностям:

- определения элементного состава природных и техногенных сред;
- одновременного определения широкого круга макро- и микроэлементов;
- нахождения содержания элементов в диапазоне от кларка до десятков процентов;
- установления состава разнообразных химических соединений (фаз или форм нахождения элементов), в которые входят определяемые элементы.

В связи с этим сочетание атомно-эмиссионных методик оказывается перспективным и экономически выгодным при решении эколого-геохимических задач. Если геохимические объекты анализа составить в цепочку сопряжённых сред «порода–почва–вода–растение», в которой образцы находятся в жидком и твёрдом состоянии, с максимально широкими вариациями макро- и микроэлементного состава, то для любого объекта можно подобрать методику прямого атомно-эмиссионного анализа. Эти методики будут отличаться только источниками возбуждения атомов и способами ввода вещества в плазму. Выбор источника возбуждения атомов в АЭС, в первую очередь, связан с физическим состоянием исследуемого вещества, например:

- дуговой разряд (ДР) для определения элементного состава и фазового нахождения элементов в порошковых пробах пород и почв – навеска порошкообразного образца может варьировать от 5 до 150 мг;
- индуктивно связанная плазма (ИСП) для определения в воде, растворах валового элементного состава или содержаний элементов, представленных индивидуальными формами в вытяжках или экстрактах – объём раствора варьирует от 3 до 50 мл;
- лазерное излучение (ЛИ) для многоэлементного анализа порошковых проб растений, пород, осадков и почв – навеска порошкообразного образца изменяется от 3 до 20 нг.

При выполнении геолого-геохимических и экологических работ основная задача аналитика сводится к разработке методов, способов и методик анализа, обеспечивающих высокую производительность и точность результатов при одновременном измерении в широких диапазонах содержаний большого числа элементов в пробах переменного состава.

Развитие микроэлектроники и компьютерных технологий привели к интенсивному развитию техники атомной спектроскопии. Модернизация атомно-эмиссионных приборов обеспечивает автоматизацию рутинных методик и приводит к улучшению качества аналитических результатов. Однако использование наработанных эмпирических и полуэмпирических приёмов (рациональный выбор градуировочных стандартных образцов, специальная подготовка проб, использование внутреннего стандарта, применение специальных источников возбуждения спектров) в прямой АЭС без привлечения методов кибернетики и теории информации [Райхбаум, 1980] не даёт значительных улучшений пределов обнаружения, расширение круга и диапазонов содержания одновременно определяемых элементов. Это связано с тем, что при использовании любого источника возбуждения атомов в прямом атомно-эмиссионном анализе наблюдается наличие больших систематических погрешностей в результатах анализа проб разнообразного валового и минерального состава из-за фракционного испарения вещества, матричных влияний и спектральных помех. С целью учёта влияния этих эффектов было создано программное обеспечение «Автоматическая расшифровка дуговых эмиссионных спектров» (ПО АРДЭС) [Интегрированный ..., 2006]. Из-за отсутствия физической модели, описывающей происходящие в дуговом разряде процессы с необходимой для количественного анализа точностью, при разработке ПО АРДЭС был использован информационный подход, когда для декодировки аналитических сигналов используются методы многомерного анализа данных. Наши исследования показали перспективность объединения возможностей многоканальной фотоэлектрической регистрации спектров и преимуществ методов многомерного статистического анализа при обработке спектральных данных для учёта спектральных и матричных эффектов по сравнению с одномерными моделями градуировки, применяемыми в коммерческом программном обеспечении [Васильева, Шабанова, 2009]. В ПО АРДЭС обработка данных основана на применении многомерных регрессионных моделей. Это позволяет использовать единые многомерные градуировки для образцов разнообразного состава, расширить диапазон определяемых содержаний аналитов, снизить пределы их обнаружения, обеспечить точность количественных определений.

В арсенале лаборатории оптического спектрального анализа и стандартных образцов ИГХ СО РАН имеется несколько методик прямого атомно-эмиссионного анализа с ДР, отличающихся количеством и списком одновременно определяемых аналитов, способом введения вещества в плазму (испарение из канала графитового электрода или вдувание-просыпка) и способом регистрации спектров (интегральный и сцинтилляционный):

- определение 17-22 элементов по способу вдувания-просыпки – методика КХА ФР. 31.01.2008.05150, навеска 150 мг [ФР. 31.01.2008.05150, 2007];
- определение фтора по способу вдувания-просыпки – методика предприятия, навеска 75 мг;
- определение 15-35 элементов по способу полного испарения вещества с использованием фракционной дистилляции – СТП ИГХ-015-01; навеска 10 мг;
- сцинтилляционное определение валовых содержаний Au и Ag, навеска 150 мг [Шабанова и др., 2012];
- сцинтилляционное определение валовых содержаний Pt и Pd, навеска 150 мг [Шабанова и др., 2012];

Объектами анализа этих методик являются измельчённые до 75 мкм пробы горных пород, рудного и нерудного минерального сырья, продуктов его технологической переработки, почв, грунтов, илов, донных отложений, пыли и техногенных образований. Сцинтилляционная регистрация незаменима при определении содержаний, состава фаз рудных минералов, крупности частиц благородных металлов и некоторых их спутников. Методики АЭС с дугой, горящей на воздухе, не позволяют определять S, Se, C, O, H, N, что возможно при использовании АЭС-ЛИ.

Способ вдувания-просыпки характеризуется неполным сгоранием вещества пробы в плазме дуги (около 70 %), поэтому его применение рационально при определении 17-22

элементов легкой и средней летучести. Методики АЭА на его основе отличаются высокой степенью автоматизации получения спектра, хорошей сходимостью определений, несмотря на то, что интенсивность спектральных линий зависит от вариации силы тока дуги, скорости потока воздуха, формирующего факел дуги, испаряемой массы образца, валового и минерального состава проб, коэффициента использования паров и пр. Однако наличие больших систематических погрешностей в результатах проб разнообразного состава наблюдается даже для элементов, которые полностью успевают испариться из поступающей в разряд аналитической навески (Ag, As, Bi, Ge и др.). Для снижения систематических погрешностей в методике ФР. 31.01.2008.05150 используются оптимальные многомерные градуировочные зависимости для каждого аналита, в которые включены аналитические линии макроэлементов, линии-аналоги мешающих элементов, а также несколько линий аналита (одновременно атомные и ионные). Эти приёмы обеспечивают соответствие точности получаемых результатов определения 20 элементов требованиям КХА. Такой подход позволил расширить диапазоны определения содержаний Li, P, W, Sb, As, Tl, Ge за счёт снижения пределов определения и ввести в круг определяемых элементов В и Mn [Васильева, Шабанова, 2012].

Способ полного испарения из канала графитового электрода незаменим при определении породообразующих элементов, как в горных породах, так и в пробах с содержанием органического вещества до 70-90 мас.% (донные отложения, сапропели). В этом способе для снижения систематических погрешностей при определении микроэлементов используются физическое моделирование вещества и фракционная дистилляция. Для анализа природных и синтетических образцов с содержанием органического вещества перспективно использование АЭС с лазерным испарением и возбуждением пробы (АЭС-ЛИ). Применение в этих методиках маленьких аналитических навесок, с одной стороны, является преимуществом при исследовании состава микрофаз, а с другой стороны, может приводить к систематическим погрешностям, обусловленным непредставительностью пробы при оценке валового состава.

Содержание микроэлементов в растениях для некоторых элементов может иметь корреляцию с их содержанием в почвах и подстилающих породах. Однако данных о валовом составе почв недостаточно, чтобы прогнозировать возможную миграцию элементов при изменении условий окружающей среды и вероятность их усвоения растениями или другими живыми организмами. Физико-химическая подвижность, биологическая доступность и токсичность элементов в природных объектах в значительной степени зависят от их форм нахождения и способности этих соединений к миграции или накоплению. С помощью последовательной экстракции и анализа получаемых жидких продуктов незаменимым прямым методом является АЭС-ИСП. Количество определяемых элементов значительно не меняется по сравнению с АЭС-ДР, хотя появляется возможность определения S и Se. При использовании ИСП снижение пределов обнаружения для некоторых элементов достигается применением специальных систем ввода образцов и/или генерацией гидридов. АЭС-ИСП для анализа твёрдых веществ неэффективна в рутинном исполнении из-за продолжительной и недешёвой пробоподготовки и высоким требованиям к квалификации химика-аналитика.

Таким образом, объединяя преимущества разных источников возбуждения атомов, различных способов регистрации с одновременным использованием многомерного анализа данных (ПО АРДЭС), достигается высокая производительность, улучшение метрологических характеристик и увеличение информативности результатов анализа проб (табл. 1). При комплексировании методик АЭС появляется возможность ограничить число аналитических операций при одновременном определении макро- и микро элементов, а для анализа пород и почв – отпадает необходимость перевода проб в раствор. Получаемые количественные результаты прямых методик атомно-эмиссионной спектроскопии являются экономически выгодными и могут быть использованы как для поисковых и оценочных геолого-геохимических работ, так и экологического мониторинга состояния окружающей среды.

В докладе показаны конкретные примеры комплексирования методик атомно-эмиссионной спектроскопии при анализе сопряжённых сред «порода–почва–вода–растение» для решения задач биогеохимической индикации экологического состояния урбанизированных территорий [Шабанова и др., 2011] и оценки эффективности процессов ремедиации почвенного покрова [Воронин и др., 2011].

Таблица 1

Количество определяемых элементов в геохимических объектах разными методами АЭС

Определение элементов	Валовые содержания			Фазовый состав	Подвижные формы	
Физическое состояние пробы	Твёрдое вещество			Раствор	Твёрдое вещество	Раствор
Метод анализа	АЭС-ДР (канал)	АЭС-ДР (просыпка)	АЭС-ЛИ (лазер)	АЭС-ИСП	АЭС-ДР (сцинтилляция)	АЭС-ИСП
Количество определяемых породообразующих элементов	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, K, Ti, Mn, P	Mn, P	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, K, Ti, Mn, P	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, K, Ti, Mn, P	–	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, K, Ti, Mn, P
Количество определяемых микроэлементов	Ba, Sr, Li, B, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, Be, Sc, Ga, Sn, Pb, Cu, Zn, Ag, Au, Pt, Pd, Sb, As, Tl, Ge, In, Bi, Cd, Zr, Nb, Hf, La, Ce, Gd, Yb, Y, U, Rb, Hg	Li, B, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, Ga, Sn, Pb, Cu, Zn, Ag, Au, Sb, As, Tl, Ge, In, Bi, Cd, U, Hg, F	Ba, Sr, Li, B, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, Be, Ga, Sn, Pb, Cu, Zn, Ag, Sb, As, Ge, In, Bi, Cd, Se, Sc, La, Y	Ba, Sr, Li, B, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, Be, Ga, Sn, Pb, Cu, Zn, Ag, Sb, As, Ge, Bi, Cd, S, Rb, Se, Hg, Sc, La, Ce, Y	Ag, Au, Pt, Pd, As, Sb, Hg, Bi, Cd, W	Ba, Sr, Li, B, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, Be, Ga, Sn, Pb, Cu, Zn, Ag, Sb, As, Ge, Bi, Cd, S, Rb, Se, Hg

Литература

- Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Дуговой атомно-эмиссионный анализ для исследования геохимических объектов // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78 № 1(2). С. 14-24.
- Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Моделирование структуры данных при использовании многомерной градуировки в атомно-эмиссионной спектроскопии // Аналитика и контроль. 2009. Т. 13. № 1. С. 23-32.
- Воронин В.И., Швецов С.Г., Осколков В.А., Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Фиторемедиация грунта, загрязненного мышьяком // Геоэкологические, экономические и социальные проблемы природопользования: Материалы науч. конф. и симпозиума, посвящ. 30-летию ИПРЭК СО РАН (27-30 сентября 2011 г.). – Чита: Изд. ЗабГГПУ, 2011. С. 21-23.
- Интегрированный программный продукт «Автоматическая расшифровка дуговых эмиссионных спектров» (ИПП АРДЭС) / Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Павлов С.М. / Реестр программ для ЭВМ Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и торговым знакам РФ (Св-во № 2006610490 от 01.02.2006 г.)
- Райхбаум Я.Д. Физические основы спектрального анализа. – М.: Наука, 1980. – 158 с.
- ФР.1.31.2008.05150. Атомно-эмиссионный анализ геологических образцов по способу вдувания-просыпки / Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Павлов С.М. / Иркутск, ИГХ СО РАН, 2007.
- Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Пройдакова О.А., Васильева И.Е. Определение мышьяка в сопряженных средах «вода–почва–растение» атомно-эмиссионными методиками // Геология Западного Забайкалья: Материалы Всеросс. молодеж. науч. конф. (7-9 апреля 2011 г.). – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2011. С. 134-137.
- Шабанова Е.В., Васильева И.Е., Бусько А.Е. Дуговой сцинтилляционный атомно-эмиссионный анализ порошковых проб при использовании МАЭС с высоким временным разрешением // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78 № 1(2). С. 24-33.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абушкевич В.С.	170	Ильина Н.Н.	154, 218, 241	Прокофьев В.Ю.	231
Авдеенко А.С.	231	Каги Х.	64	Рагозин А.Л.	64
Алимов В.Ю.	4	Калашникова Т.В.	86	Разжигаева Н.Г.	56
Андрющенко С.В.	8	Карманов Н.С.	194	Рампилов М.О.	161
Анисимова И.В.	117	Ковач В.П.	94, 121	Резницкий Л.З.	117, 121
Антипин В.С.	12, 16	Кожевников Н.О.	264	Рипп Г.С.	161
Баданина Е.В.	170	Козлов В.Д.	75	Романов А.А.	214
Бадмацыренова Р.А.	20, 44	Коноваленко С. И.	79	Романова И.В.	235
Базарова Е.П.	23	Константинова Г.В.	214	Рыбин А.В.	56
Балашов Ю.А.	27	Костенко Н.В.	83	Савельева В.Б.	23
Бараш И.Г.	117	Костровицкий С.И.	86, 90	Сальникова Е.Б.	117
Белоусова Е.А.	186	Котов А.Б.	117	Сандимиров И.В.	227
Беляцкий Б.В.	225, 245	Крук Н.Н.	94	Сандимирова Г.П.	220, 224
Бузлукова Л.В.	186	Кудряшов Н.М.	164	Сасим С.А.	218, 241
Бусько А.Е.	275	Кузнецов А.Б.	214	Скублов С.Г.	237
Бурмакина Г.Н.	30	Кузнецова А.И.	258, 272	Смирнова Е.В.	198, 272
Бычкова Я.В.	102, 106	Кузнецова Л.Г.	98	Соловьева Л.В.	86
Валуи Г.А.	203	Куликов В.С.	102, 106	Сорокин А.А.	164
Васильева И.Е.	250, 264	Куликова В.В.	102, 106	Сотникова И.А.	166
Вахрушева Н.В.	4	Куликова К.В.	110	Спиридонов А.М.	218
Веливецкая Т.А.	206, 210, 227	Куриленко А.В.	220	Степанов В. Б.	40
Верниковская А.Е.	33	Кустов М.С.	264	Степанов И.С.	264
Веялко И.В.	33	Куш Л.С.	113	Суворова Л.Ф.	90, 132
Владимирова Т.А.	218	Ларионов А.Н.	51	Сухов А.Н.	245
Волкова Е.В.	170	Ласточкин Е.И.	161	Сырицо Л.Ф.	170
Волынец А.О.	35, 38	Левицкий В.И.	117, 121, 210,	Терехов Е.Н.	174
Воронцов А.А.	8, 125		214	Тимко Е.Ю.	79
Высоцкий С.В.	206, 210	Левицкий И.В.	117, 121, 214	Толмачева Л.В.	132
Гвоздев В.И.	94	Ложкин В.И.	198	Травин А.В.	241
Гельдмахер Й.	235	Лохов И.К.	220	Турченко Т.Л.	214
Генералова Л.В.	40	Лыхин Д.А.	125	Удортатина О.В.	110
Герасимов Н.С.	143, 218	Макагон В.М.	60, 121, 128	Феоктистова Л.П.	264
Голозубов В.В.	94	Макрыгина В.А.	12, 132	Финкельштейн А.Л.	264
Голубкова А.Б.	147	Мальковец В.Г.	186	Ханчук А.И.	227
Гордиенко И. В.	44	Мартынова М.Ю.	136	Харинский А.В.	264
Горлачева Н.В.	12	Медведев А. Я.	44, 139	Хейдольф К.	235
Горохов И.М.	214	Мелекесцев И.В.	56	Хлестунова А.Г.	206
Горячев Н.А.	47	Мельник Н.А.	106	Хромов А.А.	30
Гребенщикова В.И.	143	Меньшиков В.И.	261	Чашин А.А.	154
Гриффин В.Л.	186	Мерфи Д.Т.	235	Чубаров В.М.	268
Гусев Н.И.	51	Мицук В.В.	227	Чуканова В.С.	218, 241
Дегтерев А.В.	56	Москаленко Е.Ю.	94, 203	Чумакова Н.Л.	272
Демонтерова Е.И.	154, 182	Мысовская И.Н.	198	Цыганков А.А.	30, 178
Денисова Ю.В.	217	Недосекова И.Л.	225	Цыпукова С.С.	154, 182
Дорошкевич А.Г.	161	Нечаев В.П.	210	Шабанова Е.В.	264, 275
Дриль С.И.	218, 220, 224,	Никифоров А.В.	125	Шарьгин В.В.	225
	241	Носков Д.А.	143	Шацкий В.С.	64, 186
Дубинина Е.О.	214, 231	Носова А.А.	147	Шкодзинский В.С.	190
Ефремов С.В.	224	О'Рейли С.И.	186	Шуйский А.С.	110
Забанов Ю.А.	275	Одареева Л.Н.	272	Щербаков В.Д.	154
Загорная Н.Ю.	94	Округин А.С.	206	Щербаков Ю.Д.	154, 194
Загорский В.Е.	60, 128	Олейников О.Б.	151	Щербакова Т.Ф.	174
Зарубина О.В.	258, 272	Орсоев Д.А.	20, 1	Эсенкулова С.А.	86
Захваев С.Г.	249	Павлова Л.А.	154	Яковенко В.В.	210
Зедгенизов Д.А.	64	Павлушин А.Д.	151	Яковлев Д.А.	86, 90
Зинчук Н.Н.	67, 70	Пашенко В. Г.	40	Gunicheva T.N.	254
Зорина Л.Д.	231	Перепелов А.Б.	154, 182, 194	Одгэрэл Д.	16
Иванова Г.Н.	264	Перетяжко И.С.	157	Kronz A.	35
Игнатъев А.В.	206, 210, 227	Плечов П.Ю.	154	Przybilla Rh.	38
Избродин И.А.	161	Полин В.Ф.	227	Woerner G.	35, 38
Икконен П.В.	106	Пономарев Г.	35		
Иконникова Т.А.	231	Пройдакова О.А.	261		

СОДЕРЖАНИЕ

- МАГМАТИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ИХ ФОРМИРОВАНИИ. СВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ С ЭВОЛЮЦИЕЙ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА

<i>Алимов В.Ю., Вахрушева Н.В.</i> Спектры РЗЭ как индикатор типа и интенсивности деформаций (на примере хромитоносных альпинотипных ультрамафитов)	4
<i>Андрющенко С.В., Воронцов А.А.</i> Мезозойские-раннекайнозойские рифтогенные базальты Удинской и Зазинской впадин (Западное Забайкалье)	8
<i>Антипин В.С., Макрыгина В.А., Горлачева Н.В.</i> Раннепалеозойский коллизионный магматизм Прибайкалья (Хамар-Дабан, Ольхон): геохимическая типизация гранитоидов, связь с процессами метаморфизма и источники магм.	12
<i>Антипин В.С., Одгэрэл Д.</i> Синхронное формирование известково-щелочных гранитов и щелочных сиенитов в мезозойских многофазных интрузиях и особенности их геохимической эволюции (Монголия, Забайкалье)	16
<i>Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А.</i> Условия формирования и особенности состава Шильдырхейского и Хоштогольского расслоенных массивов, Западное Забайкалье	20
<i>Базарова Е.П., Савельева В.Б.</i> Минералогия и геохимия кварц-турмалиновых шпиров в гранитах Приморского комплекса (Западное Прибайкалье)	23
<i>Балашиов Ю.А.</i> Влияние летучести кислорода на интенсивность рудогенеза и развитие биосферы в переходной зоне между мантийными и коровыми системами литосферы	27
<i>Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хромов А.А.</i> Меланократовые включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья	30
<i>Веялко И.В., Верниковская А.Е.</i> Геохимия Fe-Ti оксидных минералов лейкогранитов А-типа Стрелковского массива, Енисейский кряж	33
<i>Вольнец А.О., Woerner G., Kronz A., Пономарев Г.</i> Условия кристаллизации расплавов миоцен-четвертичных вулканических пород Срединного хребта Камчатки по минералогическим данным	35
<i>Вольнец А.О., Woerner G., Przybilla Rh.</i> Изотопный состав кислорода в миоцен-четвертичных вулканических породах Срединного хребта Камчатки и состав источников магм	38
<i>Генералова Л.В., Пащенко В. Г., Степанов В. Б.</i> Петрохимические особенности тростянецких вулкаников (Украинские Карпаты)	40
<i>Гордиенко И. В., Медведев А. Я., Бадмацыренова Р. А.</i> Геохимические и геодинамические особенности палеозойских базитовых и ультрабазит-базитовых комплексов Западно-Хэнтэйского и Яблоново-Малханского регионов (Северная Монголия, Центральное Забайкалье)	44
<i>Горячев Н.А.</i> Благоприятнометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие	47
<i>Гусев Н.И., Ларионов А.Н.</i> Неорархейские санукиитоиды Анабарского щита	51
<i>Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Мелекесцев И.В., Разжигиева Н.Г.</i> Геохимия продуктов голоценовых извержений вулкана Пик Сарычева (остров Матуа, Центральные Курильские острова)	56
<i>Загорский В.Е., Макагон В.М.</i> Проблема связи пегматитов с гранитами и типы гранитно-пегматитовых систем	60
<i>Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Каги Х.</i> Особенности состава и эволюция среды образования алмазов ультраглубинного происхождения (месторождение Сао-Луис, Бразилия)	64
<i>Зинчук Н.Н.</i> О минералого-геохимических особенностях кимберлитовых диатрем и связанных с ними даек	67

<i>Зинчук Н.Н.</i> Об особенностях комплексного исследования некоторых железосодержащих минералов кимберлитов	70
<i>Козлов В.Д.</i> Геохимия и генетические источники рудоносных гранитов редкометалльных провинций	75
<i>Коноваленко С. И., Тимко Е.Ю.</i> Пространственная зональность редкометалльных пегматитовых полей Монголии	79
<i>Костенко Н.В.</i> Геохимическая систематизация гранитоидов Украинского щита	83
<i>Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Яковлев Д.А., Калашиникова Т.В., Эсенкулова С.А.</i> Астеносферный и литосферный источники кимберлитового вулканизма	86
<i>Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф.</i> Эволюция состава пикроильменита из кимберлитовых трубок Якутия	90
<i>Крук Н.Н., Голозубов В.В., Гвоздев В.И., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Москаленко Е.Ю.</i> Раннемеловой гранитоидный магматизм Сихотэ-Алиня: геохимические характеристики и источники расплавов	94
<i>Кузнецова Л.Г.</i> Петрогеохимические особенности раннепалеозойских гранитов Кыстарысского комплекса и ассоциированных с ними редкометалльных сподуменовых пегматитов (Республика Тыва, юго-восточная часть Сангиленского нагорья)	98
<i>Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.</i> Эволюционные ряды и классификация ультраосновных-основных высокомагнезиальных вулканитов нормальной щелочности	102
<i>Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Икконен П.В., Мельник Н.А.</i> Минералы ниобия в аляскитах и мусковит-редкометалльных пегматитах Водлозерского блока (ЮВ Фенноскандия)	106
<i>Куликова К.В., Удоратина О.В., Шуйский А.С.</i> Гранитоиды Полярноуральского комплекса: состав и геотектоническая позиция	110
<i>Куц Л.В.</i> Метасоматиты по вулканитам Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса (СБВП)	113
<i>Левицкий В.И., Котов А.Б., Резницкий Л.З., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Бараин И.Г., Анисимова И.В.</i> Вещественные особенности, механизмы образования и эволюция раннедокембрийских гранитоидов при становлении континентальной коры юга Северо-Азиатского кратона	117
<i>Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Левицкий И.В., Ковач В.П., Макагон В.М.</i> Святоноситы Восточной Сибири – продукты корово-мантийного взаимодействия	121
<i>Льхин Д.А., Воронцов А.А., Никифоров А.В.</i> Новые данные о возрасте пострудного магматизма на Ермаковском месторождении	125
<i>Макагон В.М., Загорский В.Е.</i> Особенности геохимической специализации сподуменовых пегматитов Восточно-Саянского пояса.	128
<i>Макрыгина В.А. Суворова Л.Ф., Толмачева Л.В.</i> Метаморфическая дифференциация, метасоматоз, частичное плавление – начальные этапы формирования гранитоидов в метаморфических поясах (Прибайкальский метаморфический пояс)	132
<i>Мартынова М.Ю.</i> Вопросы эволюции плейстоцен-голоценовых лав вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки)	136
<i>Медведев А.Я.</i> Элементы платиновой группы в базальтах Западной Сибири	139
<i>Носков Д.А., Герасимов Н.С., Гребенищикова В.И.</i> Проблема интерпретации роли раннепалеозойского магматического этапа в становлении Ангаро-Витимского батолита	143
<i>Носова А.А., Голубкова А.Б.</i> Формирование мегакристовой минеральной ассоциации в кимберлитах: магматические низкохромистые и метасоматические высокохромистые мегакристы из трубки Гриба, Архангельская провинция	147

<i>Павлушин А.Д., Олейников О.Б.</i> О первой находке таусонита в ассоциации с алмазом	151
<i>Перепелов А.Б., Чащин А.А., Павлова Л.А., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Ильина Н.Н., Щербаков Ю.Д.</i> Адакитовый, Mg# андезитовый и NEB магматизм деструктивных границ литосферных плит (Центральная Камчатская депрессия)	154
<i>Перетяжко И.С.</i> Флюидные среды разных типов при кристаллизации гранитоидных пород	157
<i>Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О.</i> Происхождение и источники вещества магматических пород габбро-сиенит-гранитной серии Ошурковского плутона	161
<i>Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.</i> Раннемезозойский гранитоидный и риолитовый магматизм Буреинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция	164
<i>Сотникова И.А.</i> Геохимия и минералогия щелочных пород Бурпалинского массива (Сев. Прибайкалье)	166
<i>Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Баданина Е.В., Волкова Е.В.</i> Рудообразующий потенциал редкометалльных плюмазитовых гранитов: вольфрам	170
<i>Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф.</i> Геохимия и генезис «высокоглиноземистых» метаморфических пород восточной части Балтийского щита	174
<i>Цыганков А.А.</i> Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика.	178
<i>Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И.</i> Неогеновые вулканические плато Агуйтын-Нуру, Хэвэн и Тумусун юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.	182
<i>Шацкий В.С., Мальковец В.Г., Бузлукова Л.В., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., О'Рейли С.И.</i> Геохимические особенности и возраст нижней коры Якутской алмазоносной провинции	186
<i>Шкодзинский В.С.</i> Происхождение кислых магм (модель горячей гетерогенной аккреции Земли)	190
<i>Щербаков Ю.Д., Карманов Н.С., Перепелов А.Б.</i> Геохимия, минералогия и первые данные по редкоземельным силикатам щелочных трахитов Срединного хребта Камчатки	194
<i>Смирнова Е.В., Ложкин В.И., Мысовская И.Н.</i> Оптимизация условий измерения масс-спектрометрического с индуктивно-связанной плазмой аналитического сигнала при использовании прибора с магнитным сектором высокого разрешения: определение примесных элементов в геологических пробах	198
<ul style="list-style-type: none"> • ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОЦЕССАМ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВЕЩЕСТВА И РУДОГЕНЕЗА 	
<i>Валуш Г.А., Москаленко Е.Ю.</i> Nd-Sr-O изотопия мел-палеогеновых гранитоидов Приморья	203
<i>Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Хлестунова А.Г., Веливецкая Т.А., Округин А.С.</i> Изотопия кислорода благородных опалов	206
<i>Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий В.И., Нечаев В.П., Веливецкая Т.А., Яковенко В.В.</i> Геохимия стабильных изотопов корундоносных образований Северной Карелии	210
<i>Горохов И.М., Дубинина Е.О., Кузнецов А.Б., Левицкий В.И., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Романов А.А., Левицкий И.В.</i> Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в магнетитовых и доломитовых мраморах северной части Онотского зеленокаменного пояса (Юго-Восточное Присяянье)	214
<i>Денисова Ю.В.</i> Проблемы изотопного датирования	217
<i>Дриль С.И., Герасимов Н.С., Сасим С.А., Владимирова Т.А., Спиридонов А.М., Ильина Н.Н., Чуканова В.С.</i> Изотопная эволюция Pb некоторых модельных золоторудных и полиметаллических месторождений Монголо-Охотского складчатого пояса.	218

<i>Дриль С.И., Лохов И.К., Куриленко А.В., Сандимирова Г.П.</i> Sr-Nd изотопно-геохимическая характеристика и U-Pb геохронология пород островодужных комплексов Монголо-Охотского складчатого пояса.	220
<i>Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П.</i> Изотопно-геохимическая систематика и источники вещества раннепалеозойских адацитов и NEB базитов хребта Мунку-Сардык (Восточный Саян).	224
<i>Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Шарыгин В.В.</i> Геохимия изотопов (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf) и геохронология ильмено-вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (Урал, Россия)	225
<i>Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Сандимиров И.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А.</i> Изотопно-геохимические характеристики и глубинные источники полиформационного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита	227
<i>Прокофьев В.Ю., Дубинина Е.О., Зорина Л.Д., Авдеенко А.С., Иконникова Т.А.</i> Изотопная зональность Дарасунской золоторудной флюидно-магматической системы	231
<i>Романова И.В., Мерфи Д.Т., Хейдольф К., Гельдмахер Й.</i> Sr, Nd, Hf, Pb изотопная характеристика базальтов поднятия Шатского (Северо-Западная часть Тихоокеанской плиты) и U-Pb датирование их гидротермальных изменений	235
<i>Скублов С.Г.</i> Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким и редкоземельным элементам	237
<i>Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Чуканова В.С., Ильина Н.Н., Семенова Ю.В.</i> Изотопно-геохимическая систематика и геохронология пород шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины Юго-Восточного Забайкалья.	241
<i>Сухов А.Н., Беляцкий Б.В.</i> Изотопы Nd, Sr и Pb в верхнемеловых вулканитах Олоторского террейна (Южная часть Корякского нагорья).	245
<i>Захаев С.Г.</i> Современный рентгеновский анализ в геологии ООО «Брукер»	249
<i>Васильева И.Е.</i> Традиции и перспективы развития атомно-эмиссионной спектрометрии для геоанализа в ИГХ СО РАН.	250
<i>Gunicheva T.N.</i> Nondestructive X-ray fluorescence (xrf) analysis of soils, friable and marine sediments.	254
<i>Кузнецова А.И., Зарубина О.В.</i> Участие аналитических подразделений Института геохимии СО РАН в международной программе тестирования геоаналитических лабораторий-GeoPT	258
<i>Пройдакова О.А., Меньшиков В.И.</i> Использование методов атомной абсорбции, атомной эмиссии в пламени и молекулярной спектрофотометрии при анализе природных объектов	261
<i>Степанов И.С., Кожевников Н.О., Харинский А.В., Кустов М.С., Иванова Г.Н., Финкельштейн А.Л., Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Феоктистова Л.П.</i> Вещественные характеристики шлаков и огнеупоров древнего железоделательного производства в Прибайкалье	264
<i>Чубаров В.М.</i> Рентгенофлуоресцентное определение валентного состояния марганца в железомарганцевых конкрециях	268
<i>Чумакова Н.Л., Смирнова Е.В., Кузнецова А.И., Одареева Л.Н., Зарубина О.В.</i> Современные методики атомно-эмиссионного спектрального анализа природных сред	272
<i>Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Забанов Ю.А.</i> Комплексование методик атомно-эмиссионной спектрометрии при анализе сопряжённых сред «порода–почва–вода–растение»	275