

**МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ОБСТАНОВКАХ
СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

Р-Т-Т ЭВОЛЮЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР

Авченко О.В.¹, Жуланова И.Л.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sirenevka@mail.ru

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило
ДВО РАН, г. Магадан: metamor@neisri.ru

Сообщение посвящено петрологическому анализу уникального образца гранатовых ультрамафитов Ауланджинского выступа (горста) дорифейского фундамента Омолонского массива [1]. Уникальность этого образца, отобранного И.Л. Жулановой, связана с тем, что он представляет собой единственную находку редких минералов для докембрийских комплексов Северо-Востока Азии – жедрита и сапфирина. Ценность этого образца, кроме того, определяется также и тем, что недавно удалось провести в нем детальное изотопно-геохимическое изучение цирконов [2]. Полученные данные существенно дополняют представления о ранних этапах формирования континентальной коры на Северо-Востоке Азии.

Ауланджинский выступ, слагающий фундамент Омолонского массива, представляет собой горст, площадью 350 км², выведенный на дневную поверхность по системе разломов, ограничивающий массив с юго-востока. На северо-западе метаморфические породы несогласно перекрыты карбонатно-терригенными породами рифея. В составе метаморфических пород описаны эклогитоподобные породы, клинопироксен в которых содержит невысокие содержания натрия (0,54-0,68 мас. %), амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы иногда с гранатом, роговообманковые гнейсы и кристаллосланцы, биотитовые гнейсо-граниты и изредка лейкократовые гранулиты.

В единственном случае, среди эклогитоподобных пород, встречено линзовидное тело (8x20 м) метаультрамафитов, отличающихся крупно- и гигантозернистым сложением, резкой текстурной неоднородностью, отсутствием кристаллизационной сланцеватости. Крупный (2-80 мм) темно-красный гранат контрастно выделяется в этих породах на фоне роговой обманки, образующей агрегаты черных ярко блестящих по-разному ориентированных кристаллов поперечником до 15 мм. В строении тела улавливается грубая полосчатость, подчеркнутая присутствием небольших (до 50 см в длину) полиминеральных линз. В одной из них встречены среднезернистые обособления (поперечник до 7 см, длина до 10 см) зеленовато-серой окраски, называемые ниже как гранатовые жедрититы (обр. 329-а). Нижний край этой линзы (6-8 см) окаймляется симметрично-полосчатым агрегатом жедрита, плагиоклаза и голубовато-серого сапфирина (обр. 329-5). Сапфиринсодержащие породы (обр. 329-5) и гранатовые жедрититы (обр. 329-а) имеют близкий химический состав, хотя сапфиринсодержащая порода более глиноземистая (табл.). Обе разновидности пород характеризуются сходной геохимией, что выражается в повышенных содержаниях циркония и бария (табл.). Результаты изучения гранатовых жедрититов изложены в работе [3], где показано, что ретроградная жедрит-ортопироксен-плагиоклазовая ассоциация отвечает амфиболитовой фации и фиксирует этап декомпрессии, сопровождающейся значительным понижением температуры.

Описываемые сапфиринсодержащие породы состоят из плагиоклаза, сапфирина, шпинели, жедрита и биотита, причем сапфирин образует замечательные реакционные каймы вокруг шпинели, отделяющие шпинель от плагиоклаза (рис.1). Характерной особенностью данной породы является также и сильная зональность плагиоклаза (рис.1). Ядра плагиоклаза более кислые (%An = 57-61), чем внешние зоны (%An = 75-80). Жедрит в образце ассоциирует только с внешними основными зонами плагиоклаза. Очевидно, в сапфиринсодержащей породе

фиксируется две ассоциации – ранняя и поздняя. Ранний парагенезис не содержал сапфирина, а состоял, главным образом, из шпинели и кислого плагиоклаза, тогда как поздняя (наложенная) ассоциация была представлена сапфирином, основным плагиоклазом и жедритом.

Таблица 1. Результаты определения петрогенных (вес. %) и малых элементов (г/т) в гранатовых метальтрамафитах Ауланджинского выступа.

№ обр.	329-а	329-5
SiO ₂	44.70	43.95
TiO ₂	1.09	0.48
Al ₂ O ₃	18.37	24.67
Fe ₂ O ₃	2.87	7.04
FeO	10.25	-
MnO	0.220	0.04
MgO	14.21	12.65
CaO	5.32	4.81
Na ₂ O	1.20	1.52
K ₂ O	1.51	2.03
P ₂ O ₅	0.04	0.02
ппп	0.70	2.25
S	100.49	99.56
H ₂ O-	0.16	0.1
Rb	43.24	86.41
Zr	567.5	366.5
Ba	315.5	323.9
Hf	12.73	8.43

Примечание: анализы выполнены в аналитическом центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН; аналитики – Горбач Г.А., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В., ответственный исполнитель – Зарубина Н.В. В обр. 329-5 приводится общая величина Fe₂O₃.

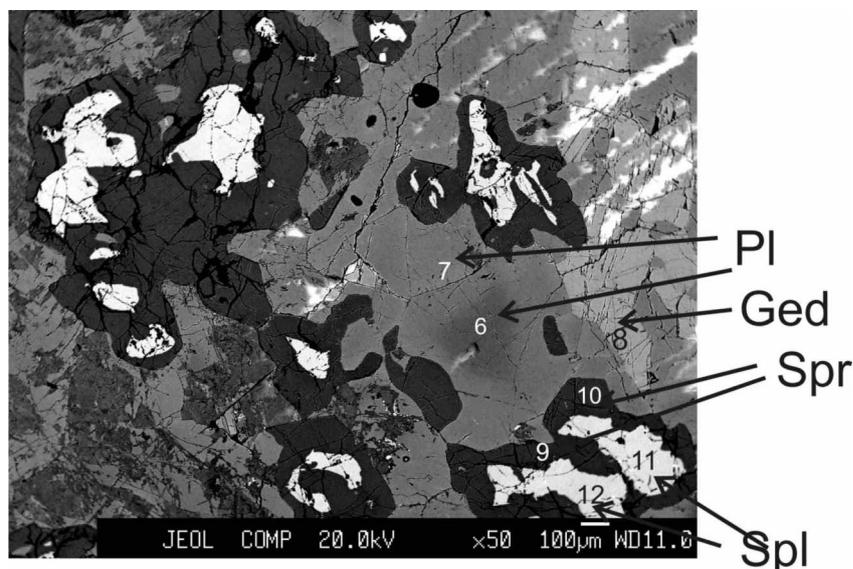


Рис. 1. Каймы сапфирина (черное) вокруг шпинели (белое) в ультрамафите обр. 329-5
 Индексы минералов на рисунке: Pl – плагиоклаз, Ged – жедрит, Spr – сапфирин, Spl – шпинель.
 Цифры на рисунке – точки анализа минералов. Хорошо видно кислое ядро (57-61% Ан) зонального плагиоклаза, которое выделяется темным цветом (точка 6). Жедрит стыкуется только с основным плагиоклазом (75-80% Ан) или внешними зонами кристаллов плагиоклаза.

Результаты моделирования сапфиринсодержащей породы, проведенного по методике, изложенной в работах [4, 5] позволили на P-T диаграмме (рис. 2) выделить три поля – шпинелевых (3), сапфирин-шпинелевых (2) и сапфириновых (1) гранулитов. Очевидно, что при образовании сапфирин-шпинелевых реакционных структур шпинельсодержащая порода должна постепенно смещаться из поля 3 в поле 1. На показанном P-T тренде (рис. 2) точки В и С определены расчетом по усовершенствованному гранат- ортопироксеновому геобаротермометру, встроенному в программу TWQ [6] (точка С), и прямым моделированием образца 329-5 (точка В). Точка А – экстраполяция линии ВС в поле шпинелевых гранулитов (см. рис. 2), поскольку ясно, что первичный парагенезис в обр. 329-5 не содержал сапфирина. Таким образом, P-T эволюция обр. 329-5 сопровождалась понижением температуры почти от 1000 °С до 650 °С, с учетом ранее полученных результатов [3]. Понижение температуры при этом сопровождалось декомпрессией примерно от 7 до 5 кбар, но величина верхней оценки давления остается дискуссионной. Образование основных кайм плагиоклаза, как показывают результаты моделирования, однозначно связано с образованием натрового жедрита или поглощением натрия плагиоклаза новообразованным жедритом, чем и объясняется ассоциация кристаллов жедрита только с основными зонами плагиоклаза.

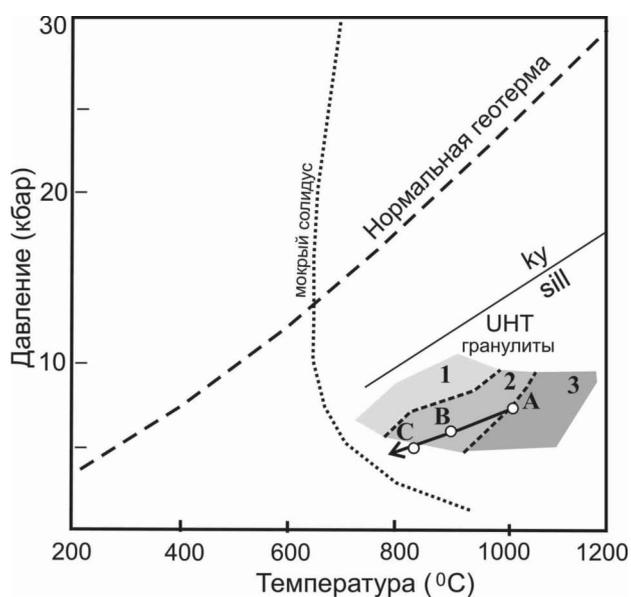


Рис. 2. Примерный тренд P-T эволюции обр. 329-5 и обр. 329-а. Цифры 1, 2, 3 – поля минеральных парагенезисов с сапфирином без шпинели (1), с сапфирином и шпинелью (2), с шпинелью без сапфирина (3). Буквы А, В, С обозначают конкретные P-T значения, которые обсуждаются в тексте. Положение полей рассчитано по ПК Селектор на основе обр. 329-5.

Данные по возрасту и геохимии цирконов из этих пород приводятся в работе [2]. Уран-свинцовое датирование цирконов выполнено на высокоразрешающем ионном микрозонде обратной геометрии SHRIMP-RG в лаборатории Стэнфордского Университета (Стэнфорд, Калифорния, США). Результаты изотопно-геохимического изучения цирконов

позволили выделить три кластера. Самый древний **Pb/Pb возраст первого кластера, установленный по зональным ядрам трех кристаллов циркона, составил 3232 ± 50 млн. лет**, второй кластер показал конкордантный возраст, величиной в 2.6 млрд. лет. Наиболее четко выраженный и надежный третий кластер установлен для кайм кристаллов циркона, возраст его составил 1907 ± 6 млн. лет. Наиболее древняя дата отражает, по-видимому, или возраст магматического протолита фундамента Омолонского массива или время проявления гранулитового метаморфизма. Вторая изотопная датировка, по мнению авторов работы [2], определяет время становления неорархейских гранито-гнейсов региона. Вполне очевидное наложение жедрита в изученных образцах на первоначальные минеральные ассоциации, которое сопровождалось глубокой перекристаллизацией пород, выразившейся в образовании сапфирин-шпинелевых реакционных структур, позволяет уверенно связать палеопротерозойский возраст в 1.9 млрд. лет с наложением амфиболитовой фации метаморфизма на более древние омолонские гранулиты.

Таким образом, изучение сапфириновых-шпинельных реакционных структур подтверждает ранее сделанные в работе [3] выводы о регрессивном переходе глубинных метакристаллитов Омолонского массива в породы амфиболитовой фации. Вместе с тем, полученные результаты позволяют считать, что данные метакристаллиты Ауланджинского выступа принадлежат зонам проявления ультравысокотемпературного метаморфизма, выделяемых в работе [7] под названием УНТ гранулиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00809.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. – М. Наука. 1990. 304 с.
2. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 6. С. 1-10.
3. Жуланова И.Л., Авченко О.В., Шарова О.И. Гранатовые метакристаллиты и гранатовые жециты Омолонского микроконтинента: глубинный диафорез и его геолого-тектоническая интерпретация (Северо-Восток России) // Фундаментальные исследования 8(6), 1393-1399, <http://search.rae.ru>
4. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2010. 283 с.
5. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука. 2009. 229 с.
6. Berman R.G., 2007: winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations Geological Survey of Canada, Open File 5462.
7. Kelsey D. E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. 6. 2015. P. 311-356.

ПЕТРОГЕНЕЗИС СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ А2-ГРАНИТОИДОВ ОХОТСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ САХАЛИН)

Александров И.А.¹, Ляо Ч.-П.², Чжан Б.-М.², Голозубов В.В.¹

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, alexandrov@fegi.ru

² Национальный университет Тайваня, г. Тайбэй

Изучены гранитоиды охотского гранодиоритового комплекса, интрузирующие породы кампан-раннеэоценового Озерского террейна (рис. 1) [2, 4]. Вмещающий аккреционный комплекс имеет следующее строение (рис. 1б): нижние пластины апт-сеноманской субаркозовых турбидитов горбушинской толщи залегают на породах Вавайского меланжа и перекрываются тектонически расслоенным верхнепалеозойско-мезозойским комплексом океанической коры (великанская, юнонская и кедровская толщи), а завершает разрез пластина туфотурбидитов кампан-палеоэоценовой чайкинской толщи [2, 4].

В структуре Охотского гранодиоритового комплекса выделено две фазы [2, 4]. Первая фаза представлена кварцевыми диоритами – гранодиоритами одноименного Охотского массива, а также расположенными в его экзоконтакте дайками средне-основного состава (рис. 1б). Во вторую фазу выделены дайки кислого и щелочного состава, интрузирующие как вмещающие отложения, так и породы массива и дайки первой фазы (рис. 1б).

Нами были выполнены анализы петрогенных и микроэлементов гранитоидов Охотского массива, гранодиорит-порфира из дайки первой фазы и риолитов из даек второй фазы. Гранодиориты Охотского массива относятся к железистым щелочно-известковым слабо высокоглиноземистым гранитоидам (рис. 2). На специализированных диаграммах (рис. 2 д-ж) они попадают в поле А-гранитов, но близко к полю I-гранитов. На диаграммах для разделения гранитоидов А1- и А2-типов они попадают в поля А2-гранитов (рис. 2ж). При этом, согласно диаграммы Дж. Пирса (рис. 2г), они демонстрируют промежуточные характеристики между

гранитоидами вулканических дуг и внутриплитных гранитоидов. На диаграммах распределения РЗЭ породы слабо обогащены легкими РЗЭ с отрицательной аномалией Eu. На спайдерграммах присутствует типичная для гранитоидов отрицательная аномалия Ta-Nb-Ti. Гранодиорит-порфир из дайки первой фазы по геохимическим характеристикам отвечает магнезиальным известково-щелочным умеренно-глиноземистым I-гранитам. Два образца риолитов из даек второй фазы несколько отличаются друг от друга по составу (рис. 2), но оба они относятся к известковым высокоглиноземистым S-гранитам, но на диаграмме Дж. Пирса (рис. 2г) они попадают в поле гранитоидов вулканических дуг.

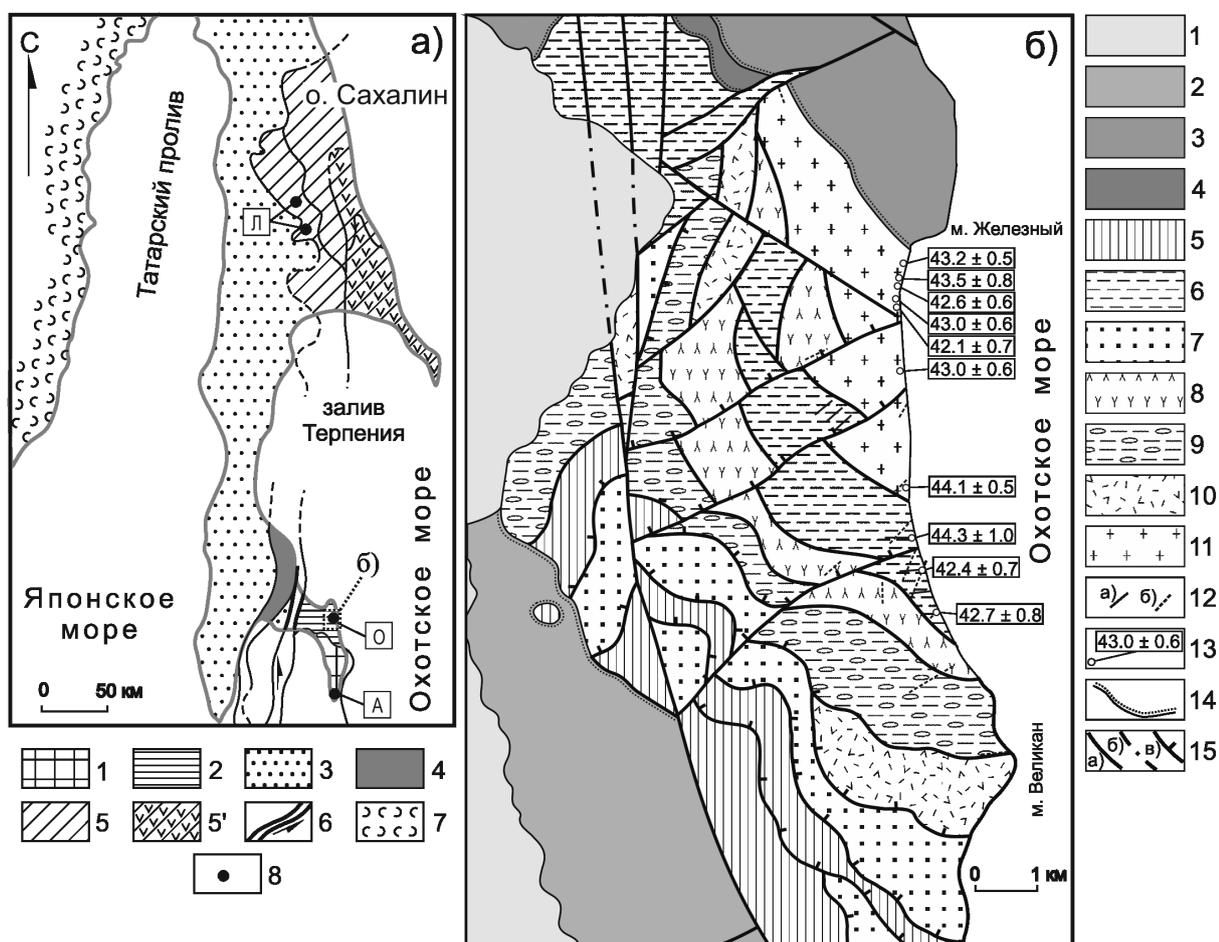


Рис. 1. а) Тектоническое подразделение о. Сахалин (по [4] с изменениями):

1-2 – Анивский составной аккреционный террейн: 1 – апт-маастрихтский Тонино-Анивский террейн, 2 – кампан-раннеэоценовый Озерский террейн; 3 – апт-палеоэоценовый турбидитовый Западно-Сахалинский террейн; 4 – мел-среднеэоценовый Сусунайский субдукционный метаморфический террейн; 5 – Восточно-Сахалинский составной аккреционный террейн (5' – позднемеловой островодужный террейн Терпения [1]); 6 – Мерейская шовная сдвиговая зона; 7 – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулкано-плутонический пояс; 8 – места выхода гранитоидных массивов: Л – лангерийского гранодиоритового комплекса, О – охотского гранодиоритового комплекса; А – анивского гранитного комплекса.

б) Геологическая карта района исследований (по [2]):

1-4 – постааккреционные образования: 1 – осадочные отложения квартера, 2 – верхняя подсвита курасийской свиты (N₁), 3 – холмская свита (P₃-N₁), 4 – тунайчинская свита (P₂); 5 – вавайский тектоногенный комплекс (P₂); 6 – чайкинская толща (K₂-P₁); 7 – горбушинская толща (K₁₋₂); 8 – кедровская толща (K₁); 9 – юнкская толща (T₂-J); 10 – великанская толща (P₂-T₂); 11 – гранитоиды Охотского массива (P₂); 12 – дайки гранитоидов охотского комплекса (а – первая фаза; б – вторая фаза); 13 – места отбора образцов и возраст (млн. лет); 14 – границы несогласного залегания; 15 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – скрытые, в – надвижки).

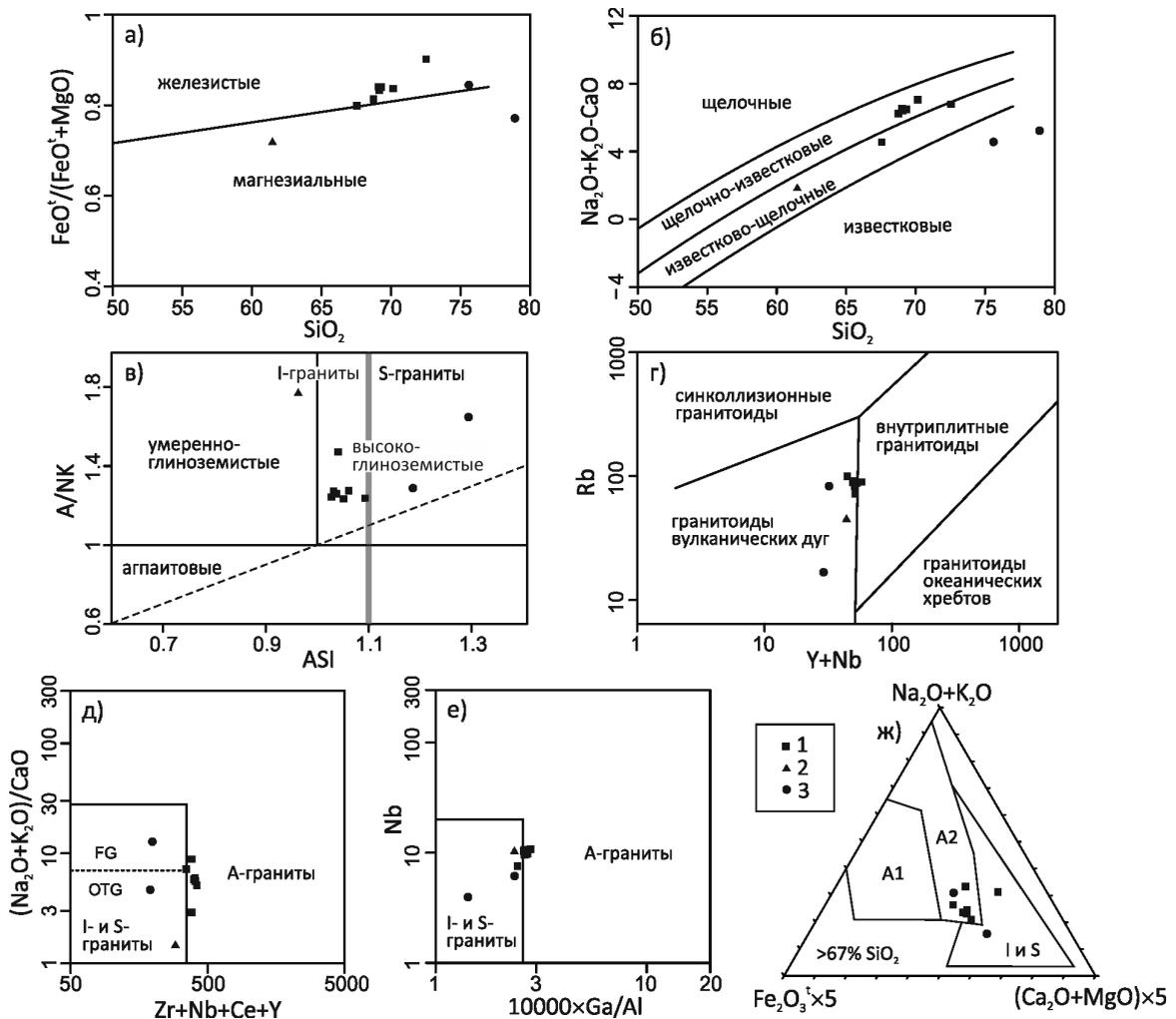


Рис. 2. Гранитоиды охотского комплекса на дискриминационных диаграммах. а) SiO_2 – $\text{FeO}^{\text{t}}/(\text{FeO}^{\text{t}}+\text{MgO})$ [5]; б) SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ [5]; в) $\text{ASI} - \text{A/NK}$, где $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}-1.67\text{P}_2\text{O}_5)$, $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ в мольных количествах [5]; г) $\text{Y}+\text{Nb} - \text{Rb}$ [9]; д) $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y} - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ [11]; е) $10000 \times \text{Ga}/\text{Al} - \text{Nb}$ [11]; ж) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}} \times 5 - (\text{Ca}_2\text{O}+\text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.) [3]. 1 – гранодиориты первой фазы Охотского массива; 2 – гранодиорит-порфир из дайки первой фазы; 3 – риолиты из даек второй фазы.

Таким образом, по своим геохимическим характеристикам гранодиориты Охотского массива во многом отвечают надсубдукционным гранитоидам, и предыдущими исследователями были отнесены к I-гранитам [4]. В то же время наши данные свидетельствуют (рис. 2), что эти породы соответствуют гранитоидам A2-типа, или промежуточным между I и A2. Подобные геохимические особенности предполагают, что при вероятном генезисе данных гранодиоритов над зоной субдукции (активной или ранее действовавшей), вклад в их происхождение внесли также другие факторы, в частности, возможно, переход к другому геодинамическому режиму. Принято считать, что гранитоиды A2-типа могут образовываться в результате повторного плавления литосферы, послужившей источником островодужных магм, а также в геодинамических обстановках, благоприятствующих проницаемости литосферных плит мантийными расплавами [3]. В частности, образование палеоцен-эоценовых A2-гранитоидов Сихотэ-Алиня связывается авторами с локальными обстановками синдвигового растяжения в условиях трансформной континентальной окраины [6].

Отсутствие представительного набора проанализированных образцов не позволяет делать обоснованных выводов о петрогенезисе гранитоидов дайковой серии. Гранодиорит-

порфир из дайки первой фазы, для которого получен наиболее древний возраст образования, в отличие от пород основного массива не имеет геохимических характеристик А-гранитов, а отвечает типичным гранитоидам I-типа. Риолиты второй фазы отличаются более высокой глиноземистостью и несут характеристики S-гранитов (см. рис. 2). Последний факт был также отмечен предшественниками [4], считавшими риолиты второй фазы аналогами коллизионных гранитов анивского комплекса. Возможно геохимическая специфика гранитоидов дайковой серии является следствием различного влияния коровой контаминации, что подтверждается большим количеством захваченных цирконов разного возраста в дайках обеих фаз.

Для определения возраста гранитоидов методом LA-ICP-MS были выполнены U-Pb датирование цирконов. Места отбора образцов и полученные возрасты приведены на карте (см. рис. 1б). Вопреки имеющимся представлениям, получен среднеэоценовый, а не палеоэоценовый возраст гранодиоритов охотского массива в пределах 42.1-44.1 млн. лет. Цирконы из грано-диорит-порфира дайки первой фазы были образованы несколько раньше – 44.3 ± 1.0 млн. лет. Для двух риолитов из даек второй фазы получен возраст соответственно 42.4 ± 0.7 и 42.7 ± 0.8 млн. лет. Таким образом, интересно, во-первых, что две фазы охотского комплекса с учетом аналитической ошибки не имеют существенной разницы по возрасту. Во-вторых, наиболее древние возраста первой фазы (>44 млн. лет) получены для гранодиорита из самой южной части массива, а также для гранодиорит-порфира из обнажающейся к югу от массива дайки. По данным геологической съемки [2] северная и центральная части массива взброшены на южную по серии северо-восточных взбросов (рис. 1б), т.е. в южной части обнажается самый верхний и самый древний уровень массива. Следует отметить, что наиболее молодые породы аккреционных комплексов Озерского террейна имеют раннеэоценовый возраст, а самые ранние перекрывающие постаккреционные осадочные образования датируются поздним эоценом [4].

Возраст пород охотского комплекса близок к наиболее раннему из трех этапов гранитоидного магматизма на о. Хоккайдо: 45-46, 37 ± 1.0 , 18-19 млн. лет [7]. Интересно, что на Хоккайдо гранитоиды известны только в центральной его части в пределах пояса Хидака. Эоценовые гранитоиды о. Хоккайдо относятся главным образом к I-типу [7].

Образование гранитоидов А2-типа охотского комплекса может быть объяснено затуханием субдукции и переходом к трансформному режиму с участием сдвигового растяжения, а также субдукцией трансформных разломов Тихоокеанской плиты с образованием слэб-виндоу. В обоих случаях важно возникновение каналов для подъема астеносферных диапиров. Известно, что в эоцене скорость движения Тихоокеанской плиты снизилась до минимальной, и с этим связывается господство в Западной Пацифике обстановок растяжения и заложение окраинных морей [8]. Также в пользу смены субдукции на режим сдвигового перемещения вдоль Мерейской шовной зоны в среднем-позднем эоцене свидетельствуют проведенные на Сахалине палеомагнитные исследования [4, 10], однако точные датировки этих событий к сожалению отсутствуют. В свою очередь, полученные нами данные о возрасте и геохимии гранитоидов охотского комплекса говорят о возможном рубеже смены геодинамического режима в данном районе около 43 млн. лет назад.

Работа выполнена при поддержке совместного гранта РФФИ и министерства науки и технологии Тайваня № 15-55-52035, а также проекта № 15-1-2-004-о программы фундаментальных исследований ДВО РАН “Дальний Восток”.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (Изд. 2-е. Сер. Сахалинская. Листы L-54-X, XI, L-54-XII, L-54-XVI, XXII, L-54-XVII, XXIII, L-54-XVIII). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2001. 276 с.

3. Гребенников А.В. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356-1373.
4. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. изд-во. 2004. 192 с.
5. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033-2048.
6. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. // Lithos. 2016 (в печати).
7. Jahn B.-M., Usuki M., Usuki T., Chung S.-L. // American Journal of Science. 2014. V. 314. P. 704-750.
8. Northrup, C.J., Royden, L.H., Burchfiel, B.C. // Geology. 1995. V. 23. P. 719-722.
9. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. // Journal of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956-983.
10. Weaver, R., Roberts, A.P., Flecker, R., Macdonald, D.I.M., Fot'yanova, L.M. // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. 2066.
11. Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407-419.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ ВОСТОКА РОССИИ

Алексеев В.И.

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург
Васильевский остров, 21 линия, д. 2, e-mail: wia59@mail.ru*

В большинстве оловорудных провинций Европы, Австралии, Африки и обеих Америк установлены редкометалльные литий-фтористые граниты, насыщенные промышленными аксессуарными минералами и ответственные за генерирование рудоносных растворов. Широко распространены они и в Азии. Первые экспедиции С.В. Обручева и Ю.А. Билибина на Северо-Востоке и послевоенные исследования юга Дальнего Востока показали чрезвычайное обилие и разнообразие тихоокеанских гранитоидов, с которыми пространственно связано вольфрамово-оловянное оруденение. Но литий-фтористые граниты среди них обнаружены не были. Самыми рудоносными среди гранитоидов разных эпох считались позднемезозойские, а в рамках конкретных магматических комплексов – наиболее поздние лейкократовые граниты, обогащенные летучими и редкими элементами. История изучения литий-фтористых гранитов Востока России охватывает вторую половину прошлого и начало нынешнего веков. Первое сообщение о гранитах, обогащенных топазом и литиевыми слюдами, на Северной Чукотке было опубликовано Н.И. Тихомировым (1941). Прямое указание на наличие редкометалльных гранитов и онгонитов на Дальнем Востоке и в Якутии можно встретить в работах М.Г. Руб (1956-1982), Б.Л. Флерова (1971, 1976), Л.Н. Индолева (1979), В.И. Коваленко и Ю.Д. Недосекина (1980).

В последние десятилетия в перспективных рудных районах Востока России и на смежных территориях Китая и США, в непосредственной близости от крупнейших вольфрамово-оловорудных месторождений выявлены интрузии редкометалльных литий-фтористых гранитов (ЛФГ) (рис.). Как правило, их обнаружение происходит много позже открытия месторождений. На ранних этапах регионального геологического изучения ЛФГ ускользают от внимания геологов и не учитываются в легенде Госгеолкарты вследствие малых размеров, слабой эродированности и внешнего сходства с более ранними гранитами. Исключение составляют случаи непосредственного размещения рудных тел в редкометалльных гранитах (месторождения Кестерское, Вознесенское и др.). Заслуга выделения ЛФГ принадлежит сотрудникам ДВГИ и СВКНИИ ДВО РАН, ИГАБМ СО РАН, других академических организаций и университетов России и Китая (Алексеев, 2014; Брусницын и др., 1993; Гонеvчук, 2002; Горячев, 1998; Дудкинский и др., 1994; Ефремов, 2012; Коваленко, 1980; Куприянова и др., 2005; Марин и др., 1990; Недосекин, 1988; Некрасов, 1984; Руб, 1971; Попов и др., 1992; Попова и др., 2013; Трунилина и др., 2008; Флеров, 1976; Хетчиков, 1992; Холмогоров, 1989; Шкодзинский, 2000; Huang et al., 2002; Jahn et al., 2001; Li et al., 2012; Schwartz, 1992; Wang et al., 1998; Wu et al., 2002; Zhu et al., 2011) [1, 2, 4, 5, 6, 7].

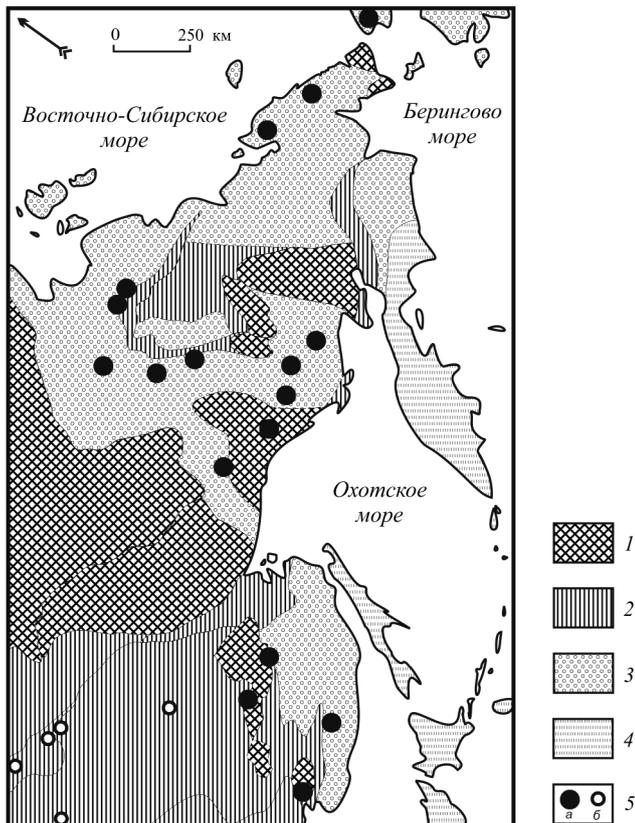


Рис. Ареалы литий-фтористых гранитов Востока России.

1-4 – коллажи террейнов: докембрийских (1), палеозойских (2), мезозойских (3), кайнозойских (4); 5 – ареалы интрузивных комплексов с литий-фтористыми гранитами: а – Дальневосточного пояса, б – Центрально-Азиатского пояса.

К гранитоидным массивам, вмещающим ЛФГ, относятся: Арга-Ыннах-Хайский, Омчикандинский, Бургалийский, Хаяргастахский, Лево-Эриkitский массивы (Якутия), Северный массив и Кайнваамские штоки (Чукотка), Верхнеурмийский, Тигринный, Вознесенский массивы (Приамурье и Приморье), Лэйцзылин (Китай) и др. Высказаны предположения о наличии редкометалльных гранитов на глубоких горизонтах ряда крупных месторождений – Депутатского (Якутия), Дубровского (Приморье), Пыркакайского и Иультинского (Чукотка). Формируются представления о широком распространении и существенной минерагенической роли интрузий редкометалльных гранитов на Востоке

России, в частности, о наличии связи с ними вольфрамово-оловянного оруденения в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса [1, 2, 4-7].

По данным изучения ряда важнейших рудных районов (Куйвиеем-Пыркакайского на Чукотке, Центрально-Полоусного в Якутии, Баджалского и Арминского в Приамурье и др.) установлены следующие общие особенности ареалов ЛФГ Востока России.

Малые интрузии ЛФГ сосредоточены в сводовых поднятиях над глубинными гранитоидными батолитами, фиксируемыми отрицательными гравитационными аномалиями и в ряде случаев вскрытыми на поверхности в виде массивов лейкогранитов. Геофизические аномалии интерпретированы как глубинные очаговые структуры с крупными подкоровыми областями разуплотнения и повышенным тепловым потоком, наложенные на разновозрастные складчатые и вулканогенные структуры и локализованные на пересечении продольных и поперечных глубинных разломов. Во многих случаях орогены, включающие ЛФГ, располагаются на контакте с жесткими докембрийскими блоками и на их окраинах [3].

Комплексы ЛФГ преимущественно позднемелового возраста включают главный шток циннвальдит-микроклин-альбитовых гранитов площадью до нескольких квадратных километров и дополнительные интрузии (дайки, силлы) мелкозернистых топаз-циннвальдит-альбитовых гранитов. В Куйвиеем-Пыркакайском, Центрально-Полоусном, Центрально-Янском, Баджалском, Хингано-Олонойском и Арминском районах в ассоциации с ЛФГ выявлены маломощные дайки онгонитов. Характерно сочетание редкометалльных ЛФГ с позднемеловыми субредкометалльными монцонитоидами и лейкогранитами.

ЛФГ выделяются среди гранитоидов Дальнего Востока высоким содержанием SiO_2 , $\Sigma(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, повышенной долей натрия и алюминия. Главные геохимические черты заключаются в интенсивной концентрации W, Sn, Bi, Ta, Li, Cs, F, B, что находит отражение в образовании редкометалльных аксессуарных комплексах, включающих вольфрамовые и вольфрам-содержащие минералы, тантало-ниобаты, фториды с иттрием и тяжелыми РЗЭ: флюорит, цир-

толит, монацит-(Ce), вольфрамооксиолит, флюоцерит, ильменит, ферберит, вольфрамооксиолит, ксенотим-(Y), самарскит-(Yb), стрюверит, ишикаваит, эшинит-(Y), лиандратит, колумбит, касситерит, фергусонит-(Y), шеелит, торит, торит, алланит-(Y), черновит-(Y), висмут, русселлит, рузвельтит и др.

Толщи, вмещающие ЛФГ, подверглись цвиттеризации: содержат метасоматическую флюорит-кварц-циннвальдит (сидерофиллит)-топазовую минерализацию со значительными, до промышленных, концентрациями касситерита, вольфрамита, сульфидов олова, висмута, меди, мышьяка и других рудных минералов. Цвиттеры образуют метасоматические залежи в экзоконтактах и апикалях интрузий ЛФГ, сопровождают вольфрамово-оловорудные кварцевые и кварц-топазовые прожилки линейных штокверков, развиваются в виде ореолов площадного изменения с образованием протолиитонит-альбитовых апогранитов и «топаз-протолиитонитовых роговиков». Вольфрамово-оловорудные цвиттеры неизменно сочетаются с более поздними кварц-турмалиновыми и хлоритовыми метасоматитами, также содержащими оловянно-редкометалльную минерализацию [1, 2, 4-6].

С учетом сходства геологической позиции, строения и возраста интрузий ЛФГ, петрографического состава включающих их интрузивных серий, общности минерального и химического состава гранитов и сопутствующих гидротермалитов, а также принимая во внимание единство их минерагенических особенностей, следует выделить во внешней зоне Тихоокеанского рудного пояса крупную провинцию редкометалльно-гранитового магматизма – Дальневосточный пояс литий-фтористых гранитов. Пояс протягивается от оз. Ханка в Приморье до арктического побережья Восточно-Сибирского моря, пересекая в районе Ям-Алиня и Шантарских островов более древний поперечный Центрально-Азиатский редкометалльно-гранитовый пояс (см. рис.).

Выделение Дальневосточного пояса ЛФГ является прогрессивным шагом в изучении региональной геологии и металлогении, но требует решения ряда вопросов, таких как геодинамический режим, возраст редкометалльного магматизма, место редкометалльно-гранитовых комплексов в региональных схемах корреляции гранитоидов, происхождение тепла и вещества при зарождении редкометалльных магм, характер связи вольфрамово-оловорудных месторождений ряда рудных районов с редкометалльными гранитами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00364) и Минобрнауки России в рамках базовой и проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Алексеев В.И.** Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». 2014. 244 с.
2. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
3. **Глубинное строение и металлогения Восточной Азии** / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
4. **Гоневчук В.Г.** Оловоносные магматические системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.
5. **Недосекин Ю.Д.** Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука. 1988. 142 с.
6. **Руб А.К., Руб М.Г.** Редкометалльные граниты Приморья. М.: ВИМС. 2006. 86 с.
7. **Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е. А. Радкевич)** / Гл. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2008. 460 с.

МЕЛОВОЙ УЛЬТРАОСНОВНОЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ (ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ)

Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Ноздрачев Е.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, badre9@mail.ru

Рассмотрены вопросы геологического положения, особенности минерального и химического составов и геодинамические условия проявления ультраосновного вулканизма мелового возраста Восточной и Центральной структурно-формационных зон Камчатки (рис. 1). Объектами изучения выбраны хребтовская свита (северная часть Валагинского хребта) и алисторская свита (Срединнокамчатский массив).

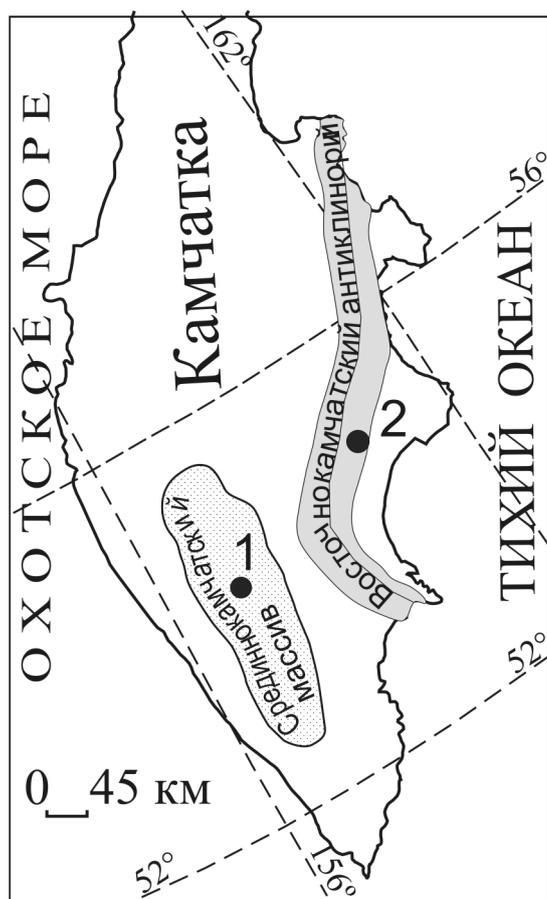


Рис. 1. Географическое положение объектов исследования

1 – Срединный хребет (алисторская свита), 2 – Валагинский хребет (хребтовская свита)

Результаты исследований свидетельствуют о существовании в меловой период в Камчатском регионе двух геохимических типов ультраосновного магматизма, проявившихся в геодинамических условиях окраинно-континентального осадочного бассейна и обрамляющей его с востока вулканической дуги.

Хребтовская свита слагает верхнюю часть разреза валагинской серии, состоящей преимущественно из вулканогенных отложений основного состава [1, 2, 3, 4, 5]. Мощность свиты около 300 м. Ее возраст по данным К-Аг датирования слюд: 70, 80 и 88 млн. лет [3]. В строении свиты, преобладают горизонты грубообломочных туфов. Детальное описание пород хребтовской свиты приведено в работе [3]. Ультраосновные эффузивы характеризуются крупнопорфировой структурой. Вкрапленники представлены оливином и клинопироксеном, погруженными в девитрифицированное вулканическое стекло. Химический состав ультраба-

зитов близок к верлитам. Преобладающая часть химических анализов показывает содержания оксида магния от 28 до 34 мас. %, глинозема и извести от 6 до 3 мас. %. Содержания титана и натрия низкие, тогда как концентрации калия варьируют в широких пределах от 0,04 мас. % (тонкая пирокластика, лишенная флюидной компоненты) до 6 мас. % (дайки, силы, лавобрекчии и потоки флюидизированных лав). Неравномерная калиевоность пород по представлениям Селиверстова В.А. и др. [4] обусловлена участием в составе хребтовской свиты двух магматических комплексов: 1) лампроитоидного типа и 2) ультраосновных вулканитов нормальной щелочности, что связано с особыми геодинамическими условиями проявления ультраосновного вулканизма: «обширное подводное плато, напоминающее океаническое, на континентальной океанизированной, а поэтому очень подвижной коре» [4, с. 211].

Наши исследования показывают, что основным концентратом калия в ультраосновных породах является вулканическое стекло (табл, ан. 207-16 стекло). Содержание щелочей в породе отражает флюидонасыщенность исходного расплава, которая может проявляться в виде полосчатости различающихся по вязкости ультрабазитов с чередованием прослоев (5-10 см) с высокими и низкими концентрациями калия (табл., ан. 207-15, 207-16). В целом же геохимическая специфика ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки подчеркивает их островодужную природу, подтверждаемую геологическими наблюдениями [1]. К такому же выводу пришли в своих исследованиях Соболев Н.В. и др. [2], Васильев Ю.Р. и др. [2], опираясь на данные по изучению изотопии и минералогии пород хребтовской свиты.

Таблица. Химический состав ультрабазитов хребтовской и алисторской свит.

Компонент	207-11	115-9д	207-15	207-16	154-3	207-16 (стекло)	174	721-А	722	723	763-Б
	Хребтовская свита						Алисторская свита				
SiO ₂	39,20	39,20	41,09	41,05	39,62	39,69	43,91	43,79	43,84	44,88	42,63
TiO ₂	0,28	0,18	0,21	0,24	0,33	0,79	0,22	0,39	0,34	0,37	0,27
Al ₂ O ₃	4,77	3,13	3,09	3,90	5,36	10,96	9,07	9,24	8,15	7,22	8,60
Fe ₂ O ₃	6,04	6,32	4,20	3,85	4,70	10,96	9,98	12,25	12,02	11,49	12,08
FeO	3,42	3,78	5,26	5,49	4,87	*	*	*	*	*	*
MnO	0,13	0,15	0,15	0,15	0,17	0,00	0,15	0,16	0,20	0,14	0,16
MgO	28,27	32,97	33,53	32,19	28,52	21,24	21,98	20,09	22,34	23,66	21,35
CaO	5,66	4,30	4,85	4,92	6,62	3,28	8,35	9,63	8,37	6,76	8,48
Na ₂ O	0,14	0,13	0,20	0,27	0,18	0,23	0,42	0,61	0,80	0,13	0,17
K ₂ O	0,04	0,09	0,20	1,50	1,00	7,64	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,21	0,13	0,14	0,20	0,22	н.о.	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
П.п.п.	10,48	9,40	8,24	5,87	8,54	н.о.	5,62	3,40	3,51	5,61	5,72
С у м м а	99,63	99,80	100,16	99,64	100,12	93,51	99,74	99,60	99,61	100,300	99,50
Rb	2,54	2,75	5,88	24,3	26,7		<0,1	<0,1	0,69	1,07	<0,1
Sr	93,50	37,80	174,7	209,5	122,4		4,69	92,38	59,53	15,08	6,90
Ba	95,10	86,90	815,2	725,2	498,2		3,37	8,85	8,70	5,28	2,33
Zr	12,6	10,8	11,9	17,1	22		6,31	14,97	11,83	13,38	8,14
La	3,16	2,51	2,43	3,78	4,31		0,26	0,21	0,15	0,21	0,08
Yb	0,411	0,445	0,37	0,653	0,689		1,25	1,21	0,99	0,88	1,05

Примечание. Анализы пород выполнены в лаборатории аналитической химии ЦКП ДВГИ ДВО РАН. Основные элементы определены методами атомно-эмиссионной спектроскопии и рентгенофлуорисцентным, малые – методом ICP MS на спектрометре Agilent 7500 Аналитики: Волкова Е.В., Горбач Г.А., Зарубина Н.В., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В. Анализ стекла выполнен Дардыкиной Л.Н. на рентгеновском микроанализаторе JXA-5А.

*Все железо в форме Fe₂O₃

Ультраосновные вулканиты алисторской свиты (пикриты и пикробазальты и их метаморфизованные разновидности) встречаются во всех апотерригенных толщах Срединно-камчатского кристаллического массива [6], формирование которых происходило в условиях позднемелового окраинно-континентального осадочного бассейна и сопровождалось активным вулканизмом. Время становления алисторской свиты (90-100 млн. лет), определяется периодом накопления вулканогенно-осадочных образований, датированных по уран-свинцовому возрасту цирконов.

Минералогическая и петрохимическая характеристики ультрабазитов алисторской свиты приведена в работе [6]. Метапикриты состоят из порфировых вкрапленников оливина, моно-

клинного пироксена, хромистой шпинели и реже бурого амфибола среди магнетит-серпентин-хлорит-тремолит-актинолитового спутано-волокнутого агрегата основной массы. По концентрациям оксидов титана и железа метапикриты сопоставимы с ультраосновными вулканидами Валагинского хребта, но отличаются более высокими содержаниями кремния, алюминия и кальция и более низкими магния (табл.). РЗЭ спектры алисторских ультраосновных метавулканитов характеризуются обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких ($La/Yb = 0.02-0.16$), что может свидетельствовать о дифференциации исходного расплава с накоплением в пикритах оливина. На диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ ультрабазиты алисторской и хребтовской свит формируют обособленные поля (рис. 2). В отличие от ультрабазитов Срединного хребта, для валагинских ультрабазитов характерны низкие содержания всех РЗЭ при варьирующих отношениях La/Yb (5.1-7.6). Высокая основность остаточного стекла ультрабазитов хребтовской свиты указывает на раннюю кристаллизацию и удаление из расплава клинопироксена. Различия ультраосновных вулканидов алисторской и хребтовской свит проявляются и в составах слагающих их породообразующих минералов. Оливины ультраосновных вулканидов Центральной зоны Камчатки содержат меньше кальция и алюминия, чем оливины ультраосновных пород Восточной зоны. По представлениям авторов, наблюдаемые особенности химического состава ультраосновных вулканидов Центральной и Восточной зон Камчатки обусловлены разной степенью плавления деплетированного мантийного субстрата (гранатовый перидотит). Для Восточной Камчатки – этот процесс был более продвинутым и сопровождался флюидами, обогащенными калием и литофильными компонентами (Ba, Rb, Sr), что привело к неравномерным концентрациям в ультрабазитах этих элементов в зависимости от флюидонасыщенности пород.

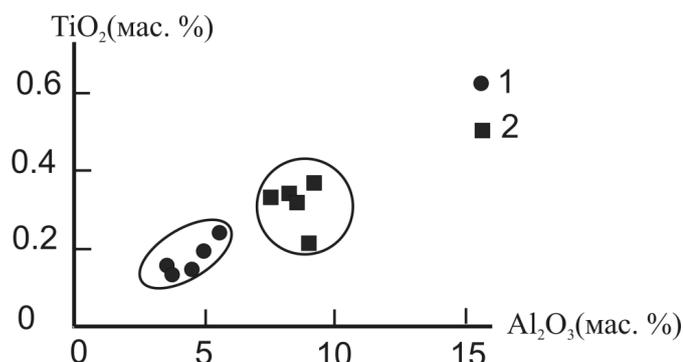


Рис. 2. Диаграмма $TiO_2-Al_2O_3$
 1 – ультрабазиты хребтовской свиты,
 2- ультрабазиты алисторской свиты.

Геодинамические условия проявления ультраосновного вулканизма Центральной зоны Камчатки (алисторская свита) характеризовались обстановкой окраинного осадочного бассейна. Горизонты ультраосновных вулканидов залегают среди мощных отложений терригенных пород (метапесчанники, метаалевролиты, метааргиллиты), содержащих многочисленные обломки древних цирконов, свидетельствующих о сносе материала с континентальной окраины, сложенной зрелой сиалической корой.

Вулканизм Восточной Камчатки проявился в субэральных условиях островной вулканической постройки. На это указывают состав туфогенного материала ультрабазитов хребтовской свиты и геологическое строение нижезалегающих толщ основных вулканидов попутновской свиты.

Ультраосновной вулканизм Камчатки совпадает по времени проявления с периодом формирования окраинно-континентального вулканогенного пояса – региональной геологической структуры, протягивающейся вдоль восточной окраины Азиатского континента от Чукотки до Вьетнама. Авторы полагают, что это совпадение не случайно, соглашаясь с выводами [7], что вулканический пояс и окраинный бассейн и обрамляющая его с востока вулканическая дуга представляют собой единую тектоническую систему, сформировавшуюся в результате сдвиговой тектоники, как реакции на напряжение земной коры в зоне сочлене-

ния океанической и континентальной плит. Очевидно, сдвиговые дислокации сопровождались формированием зон растяжения, наиболее глубинные из которых служили магмодами для ультраосновных расплавов.

Работа выполнена при поддержке фонда ДВО РАН (грант 15-1-2-053)/

ЛИТЕРАТУРА

1. **Говоров И.Н., Бадрединов З.Г., Дардыкина Л.Н. и др.** Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 427-431.
2. **Васильев Ю.Р., Гора М.П., Шевко А.Я.** Особенности петрологии крупнообъемных меймечит-пикритовых ассоциаций из разнотектонических регионов Сибири, Приморья и Камчатки // Материалы II Всероссийской конференции Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток. 2014. С. 162-165.
3. **Марковский Б.А., Ротман В.К.** Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра. 1981. 247 с.
4. **Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М.** Лапроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 197-213.
5. **Соболев Н.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н.** Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулкаников Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1694-1709.
6. **Тарарин И.А.** Меловой ультраосновной вулканизм Срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 21-34.
7. **Уткин В.П.** Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе Восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 21-43.

Р-Т УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬБИТ-ЛАВСОНИТ-МУСКОВИТ-ХЛОРИТОВЫХ СЛАНЦЕВ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Бадрединов З.Г.¹, Авченко О.В.¹, Чудненко К.В.², Тарарин И.А.¹, Ноздрачев Е.А.¹, Кононов В.В.¹

¹*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Vadre9@mail.ru*

²*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск*

При производстве геолого-съёмочных работ в хребте Пенсантайн (Западная Камчатка) установлен комплекс метаморфических пород (пенсантайнская толща), содержащий горизонты с альбит-лавсонит-мусковит-хлоритовым парагенезисом минералов (первое обнаружение лавсонитовых сланцев на Камчатском полуострове) [2], что может свидетельствовать (с учетом лавсонитового парадокса [5]) о наличии здесь палеозоны субдукции. Для определения *P-T* параметров метаморфизма метасланцев пенсантайнской толщи был использован метод компьютерного моделирования физико-химических условий метаморфогенного минералообразования на программном комплексе «Селектор» [1]. В рассматриваемом случае этот метод является единственным, позволяющим корректно определить температуру и давление низкотемпературного метаморфизма.

Пенсантайнская толща зеленых сланцев, сформировавшаяся за счет преобразования кремнистых отложений и основных вулкаников, распространена на территории одноименного хребта, занимая площадь около 90 кв. км. Выходы метаморфических пород представляют собой тектоническое окно в поле зеленокаменно измененных поздне меловых отложений

ирунейской свиты [2]. Верхняя возрастная граница вулканогенно-осадочных отложений пенсантайской толщи по данным уран-свинцовой изотопии цирконов составляет 94 ± 2 млн. лет. Время проявления метаморфизма принимается равным 52 ± 2 млн. лет [2].

Разрез пород пенсантайской толщи, изученный в верховьях р. Созант (координаты участка работ $57^{\circ} 07' 00''$ с. ш. и $157^{\circ} 37' 04''$ в. д.), состоит из трех горизонтов. Нижний (70 м) сложен переслаивающимися зелеными и кремнистыми сланцами и кварцитами, средний - тонкополосчатыми кварцитами мощностью 34 м, и верхний мощностью около 400 м представлен чередованием зеленых и кремнистых сланцев. Породы верхнего горизонта интродированы силлом клинопироксен-плагиоклазовых габбро-долеритов мощностью около 50 м. Отложений, подстилающих пенсантайскую толщу, не установлено.

Метаморфические сланцы пенсантайской толщи характеризуются многоминеральным составом, включающим альбит, хлорит, эпидот, кварц, мусковит, сфен, с подчиненным количеством пумпеллиита, актинолита, биотита и гидроокислов железа. Более простой состав имеют эпидозиты, кремнистые сланцы и кварциты. Кроме этого, в строении пенсантайской толщи участвуют слои пород, содержащие амфибол глаукофан-рибекитового ряда, а также альбит-лавсонит-мусковит-хлорит-кварцевые сланцы.

Лавсонитсодержащие сланцы приурочены к низам видимого разреза пенсантайской толщи. Внешне они неотличимы от перекрывающих и подстилающих их сланцев, не содержащих лавсонит, что затрудняет картирование лавсонитсодержащих пород в полевых условиях.

Метаморфические породы, содержащие амфибол глаукофан-рибекитового ряда (рибекит), обнажаются в верхах разреза. Рибекит, судя по структурным взаимоотношениям с другими метаморфогенными минералами, имеет метасоматический генезис, обусловленный внедрением в зеленые сланцы габбро-долеритовых интрузий. Лавсонит и рибекит не встречаются в совместном парагенезисе.

Геологические наблюдения, петрографические и микрозондовые исследования метаморфических минералов свидетельствуют о формировании метаморфического комплекса пенсантайской толщи в один этап метаморфизма, **Р-Т параметры которого определены с использованием программного комплекса «Селектор».**

Моделирование выполнено для двух образцов с лавсонитовым (обр. П-42-5) и зеленосланцевым (обр. П-43) парагенезисами, отобранными из одного обнажения, с расстоянием между точками отбора около 5 метров.

Образец П-42-5 - альбит-лавсонит-мусковит-хлорит-кварцевый сланец состоит из преобладающих хлорита и кварца, слагающих основную мелкокристаллическую ткань пород и подчиненных количеств лавсонита, альбита и мусковита. В виде аксессуаров присутствуют сфен и апатит. Минералогической особенностью лавсонитовых сланцев является отсутствие в них эпидота, широко распространенного в других породах пенсантайской толщи. Модальный состав лавсонитсодержащей породы, рассчитанный программой «МС» [4] исходя из химических анализов пород и минералов, отображен в таблице 1.

Таблица 1. Модальные составы метапород (вес. %) пенсантайской толщи, рассчитанные программой «МС»

Обр.	Cc	Chl	Sph	Ms	Alb	Qtz	Lws	Ep	Pmp	Bi	Ilm
П-42-5	1	28,1	2,4	12,8	11,6	31,2	12	0	0	0	0
П-43	0,5	26,1	2,1	1,4	35	19,4	0	13,5	1,3	0	0

Примечание. Ab - альбит, Bt – биотит, Cc- кальцит, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Ilm – ильменит, Lws – лавсонит, Ms – мусковит, Sph – сфен, Pmp – пумпеллиит, Qtz – кварц.

Образец П-43 характеризуется пумпеллит-эпидот-кварц-хлорит-альбитовым парагенезисом (см. табл. 1). Преобладающими минералами (около 60%) являются хлорит и альбит, распространенные примерно в равных количествах. Подчиненную роль играют эпидот и кварц. Мусковит, пумпеллит и сфен наблюдаются в объемах близких к аксессуарным (менее 1,5%).

Исходным материалом для моделирования явились результаты химического анализа пород (табл. 2) и состав флюида (до его реакции с породой). Флюид подбирался на основе эмпирических данных и корректировался в процессе моделирования, с учетом влияния флюидных компонентов на парагенезис формирующихся минералов (табл. 3).

Таблица 2. Химический состав (масс. %) моделируемых пород по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Обр. П42-5	57.6	0.75	16	7.64	0.1	5.84	3.66	1.58	1.18	0.18	5.11	99.64
Обр. П43	56.21	0.8	15.73	9.15	0.15	5.32	4.43	3.94	0.16	0.23	3.4	99.52

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории рентгеновских методов исследований ДВГИ ДВО РАН. Все железо в форме Fe₂O₃.

Таблица 3. Состав исходного флюида (вес. %), скорректированный в процессе моделирования

Компоненты	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄	H ₂ O	Соотношение мольных количеств флюид/порода
Содержание	82,69	0	4,51	12,19	0.6	173

Основой для расчетов послужили встроенные в вычислительный блок «Селектора» базы термодинамических констант химических компонентов и моделей твердых растворов метаморфических минералов зеленосланцевой и глаукофансланцевой фаций: хлорита, эпидота, амфибола, плагиоклаза и моноклинного пироксена [1]. Сценарий моделирования включал в себя определение приращения потенциала Гиббса для условий равновесного минералообразования системы, формирующейся при взаимодействии исходного метаморфогенного флюида с метаморфизируемой породой (двухрезервуарная модель) в заданном диапазоне изменения температур (300-400 °С) и давлений (3-12 кбар), при фиксированном соотношении мольных количеств флюида и породы (табл. 3). Результирующие *P-T* – параметры метаморфизма определялись термобарометром, встроенным в программный комплекс «Селектор».

Корректность результатов оценивалась соответствием смоделированной породы и природных образцов (парагенезис минералов, их объемные количества и химические составы). В зональных минералах в качестве расчетных брались составы краевых зон кристаллов.

Степень совпадения виртуального и реального парагенезисов минералов и их объемных количеств отражена в таблицах (табл. 4, 5) Для рассмотренных образцов она высокая, что подтверждает достоверность рассчитанных значений температуры и давления метаморфизма. Как следует из результирующей таблицы (табл. 4), *P-T* параметры метаморфизма пород, полученные независимо для каждого из промоделированных образцов, отличаются на величины, не превышающие пределы точности используемого геотермобарометра (± 50 °С для температуры и ± 500 бар для давления). Это позволяет принять в качестве итоговых усредненные значения ($T=360$ °С и $P= 3800$ бар).

Таким образом, установлено, что давление метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений пенсантаинской толщи на этапе формирования краевых зон минералов равнялась 3800 бар, температура – 360 °С. Фиксируемая в породах ассоциация минералов образовалась в *P-T* условиях фации переходной от зеленосланцевой к голубосланцевой [6], что не соот-

ветствует высокобарическим *P-T* параметрам метаморфизма зон субдукции [3]. Этот вывод хорошо согласуется с геологическими наблюдениями.

Таблица 4. Виртуальный («Селектор») и модальный («МС») минеральные составы (вес. %) метаспорода пенсантаинской толщи (образцы П-42-5 и П-43) и расчетные *P-T* параметры метаморфизма.

№ обр.	Программа	Cc	Chl	Sph	Ms	Alb	Qtz	Lws	Ep	Pmp	Bt	Ilm	P(бар)	T (°C)
П-42-5	«МС»	1	28,1	2,4	12,8	11,6	31,2	12	0	0	0	0		
П-42-5	«Селектор»	1,1	30,2	1,8	11,5	13,0	30,8	10,4	0	0	0	0	4100	368
П-43	«МС»	0,5	26,1	2,1	1,4	35	19,4	0	13,5	1,3	0	0		
П-43	«Селектор»	0	27,1	1,3	1,5	36,6	18,7	0	13,1	0	0	0,9	3600	369

Таблица 5. Параметры составов минералов пород пенсантаинской толщи (реальные и полученные в моделях) и физико-химические характеристики метаморфизма по расчетным данным

Образец	f_{Chl}	al_{Chl}	al_{Ep}	P_{O_2}	$P_{\text{H}_2\text{O}}$	P_{CH_4}	P_{CO_2}	P (бар)	T (°C)
П-43 (модель)	41	19,4	40	$4,5 \cdot 10^{-27}$	3408	-	159	3600	369
П-43 (реальный образец)	41	23	38-33						
П-42-5 (модель)	39,8	24	-	$1,8 \cdot 10^{-30}$	3780	128	224	4100	368
П-42-5 (реальный образец)	39	24	-						

Примечание. $f = 100 \sum \text{Fe} / (\sum \text{Fe} + \text{Mg})$; $al = 100 \text{Al} / (\text{Al} + \text{Si} + \text{Mg} + \sum \text{Fe})$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 15-05-00809.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука. 2009. 229 с.
2. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Б.А. Марковский и др. Метавулканы Западной Камчатки (первые данные U-Pb-SHRIMP-датирования возраста цирконов) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559-563.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика // Новосибирск СО РАН. 2001. 407 с.
4. Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко А.К. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа МС) // Геоинформатика. 2014. № 2. С. 44-54.
5. Clarke G. L., Powell R. and Fitzherber J. A. The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modeling // J. metamorphic Geol., 2006. Volume 24. P 715-725.
6. Spear F.S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths // Mineralogical Society of America. Washigton. 1993. P. 799.

ГРАНУЛИТЫ В ОСНОВАНИИ ХАБАРНИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО АЛЛОХТОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, biryuzova@mail.ru, pushkarev.1958@mail.ru

Хабарнинский мафит-ультрамафитовый аллохтон расположен в 30 км западнее г. Орска. Он образует верхнюю тектоническую пластину в Сакмарской аллохтонной зоне Южного Урала [4]. Согласно данным геологических исследований, Хабарнинский массив представляет собой крупную синформу, площадью более 400 кв. км. [2]. Центральное ядро занимают деплетированные офиолитовые гарцбургиты с подчиненным развитием дунитов и лерцолитов, их мощность в центре массива не превышает 2 км. На западе и востоке перидотиты прорваны расслоенными верлит-габбровыми интрузиями, которые сопровождаются комплексами параллельных диабазовых даек и интрузиями плагиогранитов (аккермановский комплекс). Эта ассоциация рассматривается, как фрагмент островодужного офиолитового комплекса. С востока перидотиты прорываются расслоенной дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовой интрузией восточно-хабарнинского комплекса (ВХК), который по набору пород и их составу сопоставляется с массивами Платиноносного пояса Урала [2].

В основании Хабарнинского аллохтона залегает кремнисто-вулканогенная толща, уровень метаморфизма пород в которой повышается от зеленосланцевой до амфиболитовой фации с приближением к перидотитам [5]. Эти породы вскрываются под гарцбургитами глубокими скважинами и обнажаются на поверхности в северном, северо-западном и западном экзоконтактах ультраосновных пород. На востоке, вдоль контакта с габброноритами ВХК развит иной тип разреза метаморфических пород, которые также включены в структуру аллохтона, но, по-видимому, их образование связано с формированием восточно-хабарнинского мафит-ультрамафитового комплекса. Метаморфические породы слагают нижнюю и верхнюю толщи, различающиеся по литологии, уровню метаморфизма и деформаций. Породы нижней толщи, наиболее удаленной от габброноритов, представлены, рассланцованными эпидотовыми амфиболитами, образовавшимися по вулканогенным породам основного состава. Их видимая мощность составляет до 800 метров. Верхняя толща, непосредственно примыкающая к габброноритам, представлена метавулканогенно-метатерригенным разрезом и сложена переслаивающимися амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, гранулитами, гнейсами, кварцитами, гранат-мусковитовыми сланцами, гранатитами и др [1]. Мощность этой толщи составляет 150-200 метров. Мы предполагаем, что гранулиты отражают пиковые параметры метаморфизма, обусловленные внедрением на нижнекоровый уровень значительных масс ультраосновных и основных пород ВХК и возникновением положительной термальной аномалии.

Гранулиты основного и среднего состава – это мелкозернистые породы светло-бурого цвета с гнейсовидной текстурой, часто тонкополосчатые. Микроструктура гранобластовая. Главные породообразующие минералы представлены клинопироксеном (15-20%), ортопироксеном (25-35%), плагиоклазом (20-30%), кварцем (5-25%) и бурым амфиболом (до 5%). Обычно присутствует красный биотит, количество которого может достигать нескольких процентов. Некоторые разновидности содержат гранат и графит. К типичным аксессуарным минералам относятся рутил, ильменит, апатит и циркон. Иногда встречаются разновидности гранулитов, в которых клинопироксен практически отсутствует и преобладающим темноцветным минералом является ортопироксен. Количество кварца в породах также испытывает широ-

кие вариации, определяя размах колебаний состава пород по содержанию SiO_2 от 50 до 70%. Нередко кварц образует вытянутые, веретенообразные или брусчатые зерна, отражающие проявление стрессовых деформаций. Гранат отмечается сравнительно редко, образует мелкие зерна 1-3 мм красного цвета и по химическому составу соответствует альмандину с невысокой долей пирропа и переменными количествами кальциевого компонента.

Клино- и ортопироксены кварцсодержащих гранулитов характеризуются умеренными содержаниями глинозема (от 1 до 3%) и более высокой железистостью ($f = 0.45-0.55$), по сравнению с аналогичными минералами из габбро-норитов. Клинопироксены обладают низкими содержаниями CaO (от 16 до 21%), свидетельствующими о высокой температуре образования. Составы плагиоклазов, обычно, соответствуют андезину An_{35-40} . В ортопироксен-плагиоклаз-кварцевых гранулитах состав плагиоклаза приближается к чистому анортиту. Бурый амфибол замещает с краев клинопироксен и, по-видимому, является более поздним минералом, развивающимся в процессе диафтореза. Рутил образует тонкие буровато-красные призмы в основной ткани породы и сагенитовую решетку в кварце.

Петрохимический состав и геохимические особенности гранулитов основного и среднего состава не соответствует чистым вулканогенным породам и, по-видимому, определяется смешением в разных пропорциях осадочного метатерригенного материала с некоторой долей вулканогенного. Гранулиты характеризуются натровой щелочностью и низкими содержаниями калия, не превышающими 0.6 мас.%, при суммарном содержании щелочей 3-5%. Содержания рубидия в гранулитах редко превышают первые граммы на тонну и обычно находятся на пороге обнаружения рентгенфлюоресцентным методом. Железистость гранулитов варьирует в очень широких пределах от 0.2 до 0.7. Гранулиты характеризуются отрицательными аномалиями высокозарядных элементов **Zr, Nb и Ti, что может свидетельствовать** об участии в их составе вулканогенного материала островодужного типа. Однако по соотношениям большинства редких элементов гранулиты не попадают в какое-нибудь конкретное поле на геохимических дискриминационных диаграммах для идентификации вулканогенных пород разных геодинамических обстановок формирования, распределяясь равномерно по разным полям. Иногда, фигуративные точки пород вообще выходят за границу этих полей. Распределение РЗЭ в гранулитах также характеризуется заметными различиями. Однако большинство из них обладает низким уровнем РЗЭ, около 3-7 хондритовых стандартов. Обладают слабо фракционированным спектром с La_N/Yb_N отношение, близким к 1, и положительной европиевой аномалией.

Заключение о значительной доле осадочного материала в субстрате гранулитов подтверждается их изотопным составом. Так, состав изотопов кислорода в гранулитах характеризуется преобладанием тяжелого «осадочного» изотопа и варьирует в интервале $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +11 - +15\%$. Ортопироксены имеют изотопный состав $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 10.9\%$, а в плагиоклазе $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +12.7\%$. Эти данные свидетельствуют об осадочном происхождении субстрата гранулитов.

Особенности литологии верхней метаморфической толщи и состава гранулитов свидетельствуют о том, что субстратом для них послужили вулканогенно-осадочные комплексы аккреционного клина. Параметры метаморфизма ($T = 700-900^\circ\text{C}$ и $P = 5-7$ кбар) этих пород, рассчитанные с применением двухпироксенового геотермометра [3] и плагиоклаз-амфиболового барометра [6] соответствует гранулитовой фации.

Мы предполагаем, что формирование гранулитов связано с внедрением в осадочно-вулканогенный комплекс аккреционного клина, затянутого в зону субдукции, значительных объемов ультраосновных и основных пород восточно-хабарнинского комплекса, обеспечивших возникновение положительной термальной аномалии. В дальнейшем, и магматические и метаморфические породы испытывают совместное перемещение вверх и твердо-пластические

деформации, приведшие к формированию современного облика пород. На поздних этапах выведения к ним был «приварен» блок, соответствующий нижней метавулканогенной толще. Сходные механизмы андерплэйтинга используются для объяснения образования гранулит-кинцитигитовых комплексов зоны Ивреа-Вербано в Итальянских Альпах [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 16-05-00202-а, 16-05-00508-а и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. Фрагменты гранулитовой ассоциации в подошве офиолитовых надвигов Сакмарской зоны Южного Урала (на примере Хабарнинского массива) // *Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Апатиты: Кольский научный центр РАН, Петрография XXI века.* 2005. Том 4. С. 56-58.
2. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука. 1978. 240с.
3. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука. 1970. 391с.
4. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение). Труды ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283. 173с.
5. Соболев С.Ф., Панях Н.А. Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабарнинского офиолитового массива // *Изв.АН СССР. Сер геол.* 1983. № 9. С. 53-68.
6. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // *Геохимия.* 1990. № 3. С. 328-335.
7. Varboza S.A., Bergantz G.W. Metamorphism and anatexis in the mafic complex contact aureole, Ivrea zone, northern Italy // *Journal of Petrology.* 2000. Vol. 41. № 8. P. 1307-1327.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ИГНИМБРИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И.

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

Типичными продуктами катастрофических извержений взрывного типа являются сваренные и спекшиеся эксплозивно-обломочные породы, среди которых наиболее интересными в петрографическом и генетическом плане являются игнимбриты – породы, истинная природа которых, несмотря на продолжающиеся дискуссии, остается не до конца решенной. Игнимбриты в виде обычно первично субгоризонтально залегающих покровов занимают огромные территории Камчатки, Приморья, Алтая, Казахстана, Италии, Новой Зеландии и других регионов мира. Они встречены в геотектонических обстановках активных континентальных окраин и островных дуг, континентальных рифтов и зон коллизий.

Малый Кавказ является сегментом Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где четвертичный игнимбритовый магматизм проявился в существенных масштабах. Молодой, в том числе эксплозивный игнимбритовый, вулканизм проявился здесь в условиях совмещения геотектонической обстановки континентальной коллизии и геодинамического режима, связанного с мантийными процессами [1 и др.]. Формирование подавляющего большинства игнимбритосодержащих пирокластических вулканогенных толщ связано с активностью Арагацкого вулканического центра (АВЦ). Выделяют четыре этапа вулканической активности АВЦ [2 и др.] (в работах [4 и др.] I и II этапы объединены). Согласно изотопно-геохронологическим данным, новейший вулканизм в пределах центра развивался с эоплейстоцена и неоплейстоцена около 900 тыс. лет назад и завершился не позднее 500-450 тыс. лет назад [4 и др.]. На I этапе началось образование вулканической постройки Арагаца, сопровождавшееся излияниями потоков андезибазальтов, андезитов и дацитов и выбросами пирокластического мате-

риала того же состава [2 и др.]. Начало II этапа отмечено излияниями потоков лав обычно среднего и умеренно-кислого составов, вслед за которыми происходит катастрофическое извержение (извержения) с разрушением первоначального кратера и образованием кальдеры (около 700 тыс. лет назад). Этот коллапс породил подавляющее большинство игнимбритов центра. III этап эволюции центра проявлен слабее: вулканогенные толщи этого этапа сложены потоками лав среднего, умеренно-кислого составов и маломощными горизонтами туфов и игнимбритов. IV этап (0.45-0.53 млн. лет назад) **маркирован слабой эруптивной деятельностью** моногенных центров и связанных с ними потоков андезибазальтов на Ю-ЮВ склонах Арагаца [2; 4 и др.].

Проведен анализ геохимической, изотопно-геохимической и минералогической специфики состава продуктов эксплозивного магматизма АВЦ, отобранных по траверсу Антарут – Бюракан – Талин. Изученные пирокластические породы II этапа активности центра (0.74-0.68 млн. лет назад [4]) представлены двупироксеновыми игнимбритами и туфами, по составу отвечающими трахитам и трахидацитам, реже латитам и дацитам. Это весьма высокоглиноземистые (2.38-3.43 ал¹) породы повышенной магнезиальности (до 0.41 Mg[#]). Петрохимические особенности составов и геохимические параметры изученных игнимбритов близки к гранитоидам пост- и синколлизийного I-типа. К примеру, на диаграмме K₂O-Na₂O точки составов изученных пород попадают в поля I-гранитоидов. О явной субщелочной тенденции в составе пород, кроме классификационных петрохимических данных (до 8.8 мас. % K₂O+Na₂O и до 0.9 K₂O/Na₂O), свидетельствуют высокие концентрации титана (до 1.0 мас. % TiO₂) и фосфора (до 0.35 мас. % P₂O₅), по сравнению со средними составами гранитоидов I-типа; при этом повышенные концентрации высокочarged элементов (до 420 г/т Zr и т.п.), а также P3Э, Ва (до 920 г/т) и существенно пониженные содержания Rb (85-110 г/т) являются признаками умеренно-кислых и кислых образований латитового типа [7]. На диаграммах Ta–Yb и Rb-(Ta+Yb) [7] точки составов изученных игнимбритов располагаются исключительно в поле островодужных гранитоидов, а согласно диаграмме Y-Sr/Y [5 и др.] они относятся к островодужной андезит-дацит-риолитовой (ADR) ассоциации. Напротив, соотношения в них Rb, Y и Nb (диаграммы Rb-(Y+Nb) и Nb-Y [7]) вполне соответствуют таковым для внутриплитных гранитоидов. Отметим, что наличие в изученных игнимбритах повышенной щелочности клинопироксена в ассоциации с ортопироксеном (см. ниже) сближает их с умеренно-кислыми и кислыми образованиями А-типа. На диаграмме Y-Nb-Zr/4 [6] **точки составов пород** попадают в поле A₂, что может указывать на их мантийно-коровую природу. Итак, четвертичные игнимбриты и ассоциированные с ними туфы АВЦ являются своеобразными породами «смешанного» типа, обладающими петрогеохимическими признаками кислых и умеренно-кислых магматитов различных генетических типов и образованных в разных геодинамических и геотектонических обстановках.

Анализ Sr-Nd изотопных характеристик четвертичных игнимбритов АВЦ выявил следующее. Диапазон значений начальных изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изученных игнимбритах узок и составляет 0.70417-0.70432. Интервал начальных изотопных отношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в них также относительно невелик (0.51281-0.51285, или от +3.3 до +4.2 в единицах ε_{Nd}). На Sr-Nd изотопной диаграмме точки составов игнимбритов АВЦ образуют компактное скопление в первом квадранте, близкое к полю составов базальтов OIB-типа. В целом низкорadioгенный изотопный состав Sr в изученных игнимбритах и высокие в них величины ε_{Nd}, близкие к соответствующим параметрам регионального глубинного мантийного источника «Caucasus» (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7041±0.0001, ε_{Nd} = +4.1±0.2 при ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.105-0.114) [3 и др.], могут свидетельствовать о существенном вкладе мантийного источника OIB-типа в генезис рассматриваемых игнимбритов и ассоциированных с ними туфов. Заметим, что изотопные пара-

метры изученных четвертичных игнимбритов в целом близки к Sr-Nd изотопным характеристикам шошонитов и латитов вулканического центра Порак Варденисской вулканической области ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70436-0.70438$ и $\epsilon_{\text{Nd}} = 3.4 \pm 0.2$), плиоцен-раннеплейстоценовым муджиеритов, гавайитов и базальтов восточного сектора южной части Джавахетской вулканической области ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70398-0.70445$ и ϵ_{Nd} от +4.2 до +4.6), а также ряда молодых вулканитов других вулканических областей не только Малого Кавказа, но и Большого Кавказа [1 и др.].

Анализ элементного состава и фазовых неоднородностей четвертичных игнимбритов АВЦ методами рентгеноспектрального микроанализа показал, что в игнимбритах и заключенных в них фьямме, в целом, нет принципиальных различий в наборе минералов кристаллокластов (вкрапленников) и в составе матриц.

Игнимбриты и фьямме обладают подобным комплектом минеральных фаз: плагиоклаз в ассоциации с орто- и клинопироксеном. Кристаллокласты ортопироксена игнимбритов представлены гиперстеном в целом выдержанного состава; магнезиальность ($\text{Mg}^\#$) в них меняется незначительно – от 0.73 до 0.76. Близкой $\text{Mg}^\#$ обладают ортопироксены вкрапленников фьямме – от 0.73 до 0.75. Изредка гиперстены игнимбритов окружены тонкой каймой более «железистого» орто- ($\text{Mg}^\#$ до 0.65) либо клинопироксена ($\text{Mg}^\#$ до 0.56). $\text{Mg}^\#$ клинопироксена кристаллокластов игнимбритов изменяется от 0.73 до 0.78. Минерал нередко во внешних зонах обладает слабой обратной зональностью. Клинопироксен вкрапленников фьямме имеет близкий состав: $\text{Mg}^\# = 0.76-0.77$. Иногда клинопироксены игнимбритов окружены тонкими каймами, в которых $\text{Mg}^\#$ резко падает до 0.65. Игнимбриты и заключенные в них фьямме обладают сходным набором разновидностей плагиоклазов чаще всего среднего состава (от An_{28} до An_{46}). Игнимбриты и фьямме имеют и близкий состав матриц. Состав матриц первых соответствует трахириодацитам (67.2-69.1 мас. % SiO_2 , 9.1-9.9 мас. % $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ при 3.9–5.8 мас. % K_2O); трахириодацитовые матрицы фьямме обладают лишь несколько завышенными содержаниями K_2O (67.1-69.4 мас. % SiO_2 , 8.9-10.2 мас. % $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ при 4.9–6.2 мас. % K_2O).

В большинстве изученных игнимбритов в пределах даже индивидуального шлифа четко фиксируются две неравновесные ассоциации кристаллокластов плагиоклаза. Ядерная часть первой из них сложена олигоклазом (от An_{23} до An_{29}). Минералы этой ассоциации обладают обратной зональностью; во внешних зонах состав их становится более основным и соответствует андезину (от An_{29} до An_{38}). Плагиоклазы другой ассоциации в ядре обычно имеют средние составы, соответствующие чаще всего основному андезину (от An_{41} до An_{50}) с закономерным убыванием количества анортитового минала от центра к краю кристаллов. Внешние, более кислые зоны этой ассоциации по составу обычно соответствуют кислому андезину – олигоклазу (от An_{29} до An_{36}). Важно отметить, что составы микролитов плагиоклаза (от An_{27} до An_{34}) в целом соответствуют составам внешних зон кристаллокластов как «кислой», так и «средней» ассоциаций плагиоклазов. Минералы этих ассоциаций отличаются и по своему габитусу, и по степени резорбции. В отличие от обычно сплошных и слабо пористых кристаллов и обломков кристаллов средних плагиоклазов с прямой зональностью, плагиоклазы «кислой» ассоциации с обратной зональностью представлены интенсивно резорбированными кристаллами, обладающими обычно сетчатой текстурой. Отметим, что сетчатая текстура возникает чаще всего в том случае, когда относительно кислый плагиоклаз частично растворяется в более основном расплаве.

Связующие массы изученных игнимбритов и фьямме, в целом соответствующие по составу трахириодацитам, нередко содержат включения (обычно каплевидные) стекол пониженной кремнекислотности. Чаще всего эти стекла отвечают по составу трахитам и трахидацитам (60.8-66.4 мас. % SiO_2 при 8.5-9.7 мас. % $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$), реже латитам (54.5-54.8 мас. %

SiO₂ при 6.7-6.8 мас. % K₂O + Na₂O). По мнению ряда исследователей [1 и др.], такие включения служат прямым доказательством смешения магм.

Полученные вещественные характеристики изученных пирокластических образований АВЦ указывают на то, что большинство из них вероятнее всего являются гибридными образованиями и произошли в результате смешения трахиандезитовой либо трахиандезибазальтовой магмы с более кислым (риодацитовым либо трахириодацитом) расплавом. Особенности химического состава игнимбритов свидетельствуют о существенном участии в их генезисе, наряду с коровым, и мантийного источника вещества. Геохимические и изотопные параметры игнимбритов, сходные с таковыми для молодых вулканитов других областей Малого Кавказа, указывают на общность происхождения всех четвертичных магматических образований региона, в петрогенезисе которых, по-видимому, принимал участие единый региональный мантийный источник ОИВ-типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00728) и в рамках Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН. 2003. 27 с.
2. Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г. и др. Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизийного наземного вулканизма Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 3-20.
3. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Аг и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45-73.
4. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. и др. Четвертичная геохронология Арагацского вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования // ДАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 95-102.
5. Castillo, P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. № 3. P. 258-268.
6. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641-644.
7. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

АДАКИТ-ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ (576-546 МЛН. ЛЕТ) АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРИ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Верниковская А.Е.^{1,2}, Верниковский В.А.^{1,2}, Кадыльников П.И.^{1,2}, Матушкин Н.Ю.^{1,2}, Ларионов А.Н.³

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г.Новосибирск, e-mail: VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г.Новосибирск, ул. Пирогова 2*

³*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г.Санкт-Петербург*

Енисейский кряж – аккреционно-коллизийная структура западного обрамления Сибирского кратона, представляющая северо-восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса. В тектонической эволюции этой структуры в неопротерозое установлено несколько магматических событий [1]. Образование Енисейского кряжа начинается с косоугольной коллизии между Центрально-Ангарским террейном и Сибирским кратоном 760-750 млн. лет

назад [1,3]. Это событие маркируется син- ипостколлизийным гранитоидным магматизмом, проявившимся 750-720 млн. лет назад. Далее магматические события происходили в связи с аккреционно-субдукционными процессами на западной окраине Сибири при развитии условий активной континентальной окраины, с формированием вдоль окраины кратона разновозрастных островодужных и рифтогенных комплексов в интервале 711-624 млн. лет [2]. С последующей эволюцией активной континентальной окраины Сибири на Енисейском кряже связано внедрение даек адакитов и малых тел габброидов, включая анортозиты. Их возраст, согласно новым U-Pb геохронологическим данным по цирконам варьирует в интервале 576-546 млн лет. Эти интрузивные породы и вмещающие их метабазиты с прослоями метаандезитов размещены в пределах, так называемого Зимовейнинского массива (14 x 3 км), локализованного на участке пересечения крупнейших в регионе разломных зон – Татарско-Ишимбинской и Приенисейской. Последняя ограничивает массив с запада и имеет сложную взбросо-надвиговую и сдвиговую кинематику. На востоке граница массива проходит по Ковдорскому разлому, имеющему взбросо-сдвиговую природу.

Минералого-петрографические и геохимические исследования адакит-габбро-анортозитового комплекса Зимовейнинского массива позволили установить следующие особенности:

Адакиты (кварцевые диориты – плагиограниты) представлены мелкозернистыми породами с порфиризовидными вкрапленниками плагиоклаза. Доминирующими минералами в них являются Pl ($X_{Ab}=0.75-0.82$) и Qtz, с преобладанием первого. Содержание Bt ($XAl_{IV}=2.32-2.70$; $XMg=1.22-2.70$ $XFe^{2+}=2.26-3.12$) достигает 10-20%. В кварцевых диоритах присутствует Amf-эденит-гастигситового ряда ($XSi=6.3-6.7$; $X(Na+K)_A=0.34-0.37$; $XFe^{3+}=0.65-0.68$; $XAl_{IV}=0.20-0.27$) до 10%. В них установлены следующие акцессорные минералы: Zrn, Ap, Mo, Rut и рудные – Pm, Py, Ccp, Hem, Net.

Анортозиты имеют крупнозернистую структуру (размер зерен до 10 мм). В них устанавливаются мафитовые и лейкократовые обособления, основные минералы представлены анортитом ($X_{Ab}=0.08-0.10$), диопсид-авгитом ($XAl=0.12-0.23$; $XCa=0.88-0.91$; $XMg=0.80-0.83$; $XFe=0.10-0.15$) и энстатитом ($XFe=0.1-0.12$; $XMg=1.88-1.90$), из акцессорных минералов присутствует хромпикотит, с каймами магнетита.

Вмещающие их метабазиты имеют тонкополосчатую текстуру и гранонематобластовую структуру. Светлые полосы представлены тонким (до 0,2 мм) агрегатом Qtz, Pl ($X_{Ab}=0.45-0.50$). Темные полосы сложены биотитом и развивающимся по нему амфиболом – эденитом и паргаситом ($XSi=6.43-6.73$; $X(Na+K)_A=0.52-0.67$; $XFe^{3+}=0.28-0.41$; $XAl_{VI}=0.41-0.48$), диопсид-геденбергитом ($XAl=0.06-0.09$; $XCa=0.88-0.91$; $XMg=0.68-0.72$; $XFe=0.32-0.35$) и гранатом ($Alm_{60-62}Prp_{16-18}Sps_{1.2-1.8}Grs_{17-20}And_{0.5-3.0}$). Краевые части зерен граната по сравнению с центральными обогащены Fe и Mn. В породах присутствует магнетит и/или титаномагнетит. Уровень метаморфизма этих пород достигает амфиболитовой фации – 580-620 °C по Gr-Cpx-геотермометру и 8 – 10 кбар по Al-в-Amf-геобарометру, и по данным геологов –гранулитовой фации.

Метабазиты имеют повышенные концентрации Nb, которые выше в 10-80 раз, чем в PM, но ниже, чем в OIB. Адакиты ($SiO_2=63.81-72.06$ мас.%) относятся к породам толеитовой и известково-щелочной магматическим сериям, проявляя характерные для таких образований крутые наклоны спектров PЗЭ ($La_n/Yb_n=18-41$) и высокие значения отношений Sr/Y=130-405, в которых отсутствует, или устанавливается слабая положительная Eu аномалия. Они, как и габброиды имеют отрицательную Nb аномалию, что характерно для островодужных пород. Адакиты содержат обогащенные Nb цирконы, а концентрации Nb, Ta, Sr, Tb и Y в них комбинаторны с содержаниями этих элементов во вмещающих их метабазитах. Поэтому формирование адакитов могло быть связано с плавлением Nb-обогащенных метабазитов, а присут-

ствие последних хорошо согласуется с широкой распространенностью подобных магматических пород в Татарско-Ишимбинской тектонической зоне.

Адакит-габбро-анортозитовый комплекс (576-546 млн. лет) был вероятно образован в условиях активной континентальной окраины на западной границе Сибирского континента. Эти выводы подтверждаются палеомагнитными исследованиями. Палеомагнитный полюс, рассчитанный для пород этого комплекса, составляющих Зимовейнинский массив Енисейского кряжа, согласуется с ТКДП Сибирского кратона и имеет координаты $P_{lat} = -39.0$; $P_{long} = 106.1$. Его положение отвечает позднепротерозойско-кембрийскому временному интервалу 580-500 млн. лет [4]. Полученные результаты, а также палеомагнитные данные [5], позволяют предположить вхождение установленного магматического комплекса в единую палеосубдукционно-аккреционную систему с блоками Алтае-Саянской складчатой области. Тектоническая эволюция Енисейско-Алтае-Саянской активной континентальной окраины могла проходить в обстановках близких условиям трансформных режимов активных окраин, широко представленных в зонах сочленения Евразии и Тихоокеанской плиты [6,7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35-52.
2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенов А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады РАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 90-94.
3. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63-90.
4. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883-899.
5. Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 500-522.
6. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм в зонах скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Мат. Науч. Сов.: «Вулканизм и геодинамика». Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 32-37.
7. Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // Доклады РАН. 2011. Т. 438. № 2. С. 744-749.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ, КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

Вишневский А.В.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, vishnevsky@igm.nsc.ru*

Ультрабазит-базитовые массивы Урало-Аляскинского типа (концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей) вызывают большой научный и практический интерес со второй половины 19 века, когда была установлена их взаимосвязь с уральскими платиновыми россыпями и обнаружены богатые платиной хромититовые шпиры и жилы. К концу века было открыто и исследовано множество таких массивов, показано их зональное

строение. В начале 20 века были открыты ультраосновные комплексы Британской Колумбии, а затем и Ю-В Аляски. Уже тогда стало понятно, что подобные массивы представляют собой особый и довольно редкий тип ультраосновных интрузий и характеризуются весьма сложным внутренним строением, что привело к обилию терминологии и диаметрально различным концепциям их формирования.

В настоящий момент общепринятыми положениями концепции формирования, размещения и строения массивов Урало-Аляскинского типа являются их приуроченность к обстановкам зон субдукции, тенденция к формированию протяженных поясов – до тысячи и более километров, наличие дунитового ядра и концентрического строения с участием верлитов, клинопироксенитов и горнблендитов [1, 5], очень небольшая, в отличие от других ультрабазит-базитовых формаций, доля плагиоклаз-содержащих и, тем более, ортопироксен-содержащих пород, при ведущей роли высокомагнезиального (диопсидового) клинопироксена [6]. Таким образом, формирование массивов Урало-Аляскинского типа должно происходить при участии высокомагнезиальных и высококальциевых расплавов, обедненных при этом алюминием ($CaO/Al_2O_3 > 1,3$), для подавления кристаллизации плагиоклаза. Кроме того, важной их чертой является металлогеническая и минерагеническая специфика, выражающаяся в широком распространении изоферроплатины и тетраферроплатины, в отличие от ультрабазит-базитовых комплексов офиолитов (Ir-Os-Ru сплавы), большинства расслоенных интрузий и месторождений норильского типа (Pt-Pd арсениды, теллуриды и проч.) [2, 4].

Предположение о возможной генетической взаимосвязи анкарамитов и массивов Урало-Аляскинского типа было высказано уже достаточно давно (Irvine, 1974) и получило различные косвенные и прямые подтверждения. В этом свете следует упомянуть, например, пространственную совмещенность комплекса Туламин в Британской Колумбии и группы Никола, включающей потоки анкарамитов; анкарамитовые дайки комплекса Гринхиллс на Южном Острове Новой Зеландии; сопоставления по геохимии клинопироксенов из массивов уральского платинового пояса [6]; недавно описанные анкарамиты Магнитогорской зоны Южного Урала, во включениях в которых была обнаружена ферроплатина [7]. Что касается непосредственно петрогенезиса самих анкарамитов и генерации первичных анкарамитовых магм, то на сегодняшний день краеугольной работой по этой проблеме является статья Дэвида Грина с соавторами [3]. В ней, на основании данных, полученных по вулкану Аоба из современной островной дуги Вануату построена модель генерации примитивных магм различного типа (высоко- и низко-Са бонинитов и анкарамитов). Согласно предложенной модели, генерация анкарамитовых расплавов происходит за счет плавления достаточно истощенной лерцолитовой (гарцбургитовой) мантии при значительном привносе водно-углекислого флюида на уровне давлений шпинелевой фации при возможном участии расплавов, сходных с доломитовыми карбонатитами.

В последнее время в зарубежной научной периодике появилось достаточно большое количество работ, в которых те или иные интрузивные комплексы относятся авторами к Урало-Аляскинскому типу. В большинстве случаев это делается лишь на основании наличия в их составе перидотитов (а, иногда и без них) и геохимических характеристик пород (типичных островодужных меток). Несомненно, необходимо более осторожно подходить к развешиванию подобных ярлыков, вносящих дополнительную путаницу в и без того непростую картину, активно использовать минералогические критерии, детально анализировать строение интрузий, включая фазовые взаимоотношения и вещественный состав породных комплексов.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект VIII.72.2.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала // Серия: Минералогия, петрология. генезис. Издательство: Екатеринбург: Урал. 1997. 448 с.
2. **Мочалов А.Г.** Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 171.
3. **Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O.** Island-arc Ankararamites: Primitive Melts from Fluxed Refractory Lherzolithic Mantle // Journal of Petrology, 2004. Vol. 45 (2). P. 391-403.
4. **Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barron L.M., Suppel D.** (1989) Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, New South Wales, Australia part 1. platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove prospect, Owendale intrusion // Mineralogy and Petrology 40. P. 289-309.
5. **Irvine T.**, Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska // Geological Society of America Memoirs 138, 1974. P. 1-240.
6. **Krause, J., Brugmann, G.E., Pushkarev, E.V.** (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the central Ural mountains // Lithos 95. P. 19-42.
7. **Pushkarev E., Kamenetsky V., Gottman I., Yaxley G.** The PGM-bearing volcanic ankararamite (Urals, Russia): bridging ankararamite parental magmas and the Ural-Alaskan-type intrusions // Abstracts of 12th International Platinum Symposium, 11-14 August 2014. Yekaterinburg, Russia. P. 269-270.

РОЛЬ МАНТИИ В ФОРМИРОВАНИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ.

**Владимиров А.Г.^{1,2}, Мехоношин А.С.^{3,4}, Хромых С.В.^{1,5}, Волкова Н.И.^{2,5},
Травин А.В.^{2,5}, Михеев Е.И.^{2,5}, Колотилина Т.Б.^{3,4}, Хлестов В.В.^{1,5}**

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
e-mail:vladimir@igm.nsc.ru

²Томский государственный университет, г. Томск

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

⁴Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

⁵Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Центрально-Азиатский складчатый пояс является примером масштабных субдукционных и коллизионных событий, происходивших на протяжении позднего венда – раннего палеозоя между Сибирским кратоном, островными дугами и микроконтинентами. На южной окраине Сибирского кратона (в современных координатах) в этот период времени был сформирован Саяно-Байкальский складчатый пояс ранних каледонид, в составе которого выявлены гранулитовые комплексы [1-3, 7]. Эти комплексы представляют собой глубоко эродированные фрагменты аккреционных призм венд-раннепалеозойского возраста, которые являются индикаторами ранних стадий закрытия Палеоазиатского океана. Для гранулитовых комплексов характерно широкое развитие габбро-пироксенитов, слагающих тектонические пластины, синметаморфические интрузивные тела, а также многочисленные дезинтегрированные фрагменты (будины и включения), погруженные в метаморфический матрикс. Объем базитов достигает 5-10%, что позволяет рассматривать мантийный магматизм как тепловой источник для гранулитового метаморфизма. Наиболее изученным полигоном является Чернорудская гранулитовая зона, входящая в состав Ольхонского метаморфического террейна, Западное Прибайкалье [2-6]. На примере этого полигона рассмотрены вопросы взаимодействия мантийных магм с гранулитовыми комплексами нижней коры и их связь с гранитными расплавами.

Чернорудская метаморфическая толща, представляет собой типичный пример аккреционной призмы с преобладанием метабазальтов (70-80%), подчиненным количеством мраморов,

метапелитов и кварцитов, преобразованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма и вязкопластичного течения горных масс. Изучение двупироксеновых ортогнейсов (метабазальтов) и гранат-силлиманитовых гнейсов (метапелитов), входящих в состав чернорудского комплекса (630-500 млн. лет) позволило определить РТ-параметры гранулитовой фации метаморфизма ($P = 7,7-8,6$ кбар, $T = 770-820$ °С). Метабазальты отвечают островодужной толеитовой серии. Синметаморфические габбро-пироксениты были сформированы в два этапа: 1) комплекс Черноруд – тектонические пластины и тела, выведенные с глубинных уровней земной коры (10-12 кбар), сложены породами островодужной толеитовой серии, геологический возраст $T \geq 500$ млн. лет; 2) комплекс Улан-Харгана – подводные магматические каналы и фрагментированные пластовые интрузии. По составу эти породы отвечают субщелочной петрохимической серии (ОІВ-серия), U-Pb возраст равен 485 ± 10 млн. лет. Внедрение базитовых магм на уровень гранулитовой фации способствовало глубинному анатексису и формированию синметаморфических гиперстенсодержащих плагиогранитов (500-490 млн. лет, U/Pb изотопные методы). Спецификой Чернорудской гранулитовой зоны являются интенсивные сдвиговые вязкопластичные и хрупкопластичные деформации, сопровождавшие процессы метаморфизма, внедрения и становления габброидов, что привело к фрагментации базитовых камер и формированию особого класса тектонических структур – «метаморфического магма-минглинга». Все тектонические и магматические структуры были «запечатаны» К-На стресс-гранитами, амфиболитовая фация метаморфизма, 470-460 млн. лет (U-Pb/Ar-Ag изотопные методы).

Предложена геодинамическая модель взаимодействия мантийных магм с гранулитовым комплексом нижней коры в условиях инверсии субдукционного режима на обстановку скольжения литосферных плит, отрыва слэба и астеносферного диапиризма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фундаментальных исследований (проекты № № 14-05-00747, 14-05-00712, 15-05-08843 – экспедиционные и аналитические исследования), Российского научного фонда (проект № 15-17-10010 – обработка материалов и подготовка доклада).

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793-799.
2. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., С.Н. Руднев. U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // ДАН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797-800.
3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51 (5). С. 571-588.
4. Складов Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Доклады АН. 2001. Т. 381. С. 522-527.
5. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 50. № 11. С. 1181-1199.
6. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 553-574.
7. Федоровский В.С., Складов Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. № 4. С. 331—418.

ВУЛКАНИТЫ ЯКЧИНСКОЙ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕТРОСПЕКЦИИ)

Войнова И.П.¹, Зябрев С.В.¹, Мартынюк М.В.², Шевелев Е.К.³

¹ *Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: ipvoynova@yandex.ru*

² *Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу, г. Хабаровск*

³ *ТД «Золотая Русь», г. Хабаровск*

Якчинская кремнисто-вулканогенная толща выделена в западной части Центрального Сихотэ-Алиня и входит в состав Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы. Она включает значительный объем вулканитов. Представительный разрез толщи обнажен в правом борту долины р. Яро. Здесь в береговых обрывах чередуются базальты, их лавобрекчии и гиалокластиты с кремнями и кремнистыми алевролитами и слагают крутопадающие тектонические пластины С-СВ простирания мощностью от десятков до сотен метров. Нами проведены петрогеохимические исследования вулканитов и биостратиграфические – вмещающих отложений. Возраст отложений по ископаемым конодонтам и радиоляриям определен в интервале поздняя пермь – средняя юра, что гораздо шире принятого ранее (триас, карний) и перекрывает возрастные диапазоны всех домеловых стратиграфических подразделений, выделенных в этом районе. Наиболее молодыми являются туфоалевролиты (средний бат–ранний келловей). По положению в разрезе (возрасту) базальты подразделяются на средне-позднетриасовые, раннеюрские и среднеюрские (байос).

Петрографическая и петрогеохимическая характеристика базальтов

Средне-позднетриасовые базальты раскристаллизованы, имеют долеритовый облик. Раннеюрские базальты разнообразны по структуре, в нижней части раннеюрских пачек они раскристаллизованные, порфирированные, в верхних частях – спилитового облика, витрофировые. Среднеюрские вулканиты представлены лавобрекчиями и гиалокластитам, с ними параллелизуются базальты, базальтовые брекчии и долериты, слагающие мощное дайкообразное тело. Главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз (преобладает) и моноклинный пироксен, лишь среди раннеюрских базальтов встречаются бесплагиоклазовые разновидности – авгититы.

Вулканиты якчинской толщи классифицируются как базальты и трахибазальты (гавайиты) ($44\% < \text{SiO}_2 < 50\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3-7\%$) (рис. А) К-На серии ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.4$). Раннеюрские базальты выделяются большей щелочностью (за счет натрия). Содержания TiO_2 в юрских базальтах возрастают от 1.5-2.5% в раннеюрских до 2.5-4% в позднеюрских, максимальные содержания (4.23%) имеют триасовые базальты. Такая же тенденция характерна и для содержаний P_2O_5 . Раннеюрские базальты также являются более глиноземистыми ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15-20\%$) по сравнению со среднеюрскими и триасовыми ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 9-15\%$). Содержание $\text{FeO}_{\text{сум}}$ укладывается в интервал 9-14%, MgO изменяются в пределах 5-8%, но есть разновидности с повышенными содержаниями (9-11.5%) – это триасовые базальты и часть среднеюрских. Содержания CaO имеют большой разброс, что может быть связано с различной степенью проявленности вторичных изменений. На спайдер-диаграммах содержаний редкоземельных (рис. Б) и редких элементов, нормированных по составу хондрита, графики исследуемых базальтов располагаются между эталонными графиками для базальтов типа E-MORB и OIB, причем к первому приближены графики раннеюрских базальтов, ко второму – сред-

неюрских. Наибольшей обогащенностью характеризуются триасовые базальты. На дискриминационных петрогеохимических диаграммах ($Zr-Ti/100-Y \cdot 3$, $Th-Hf/3-Nb/16$, $Th-Hf/3-Ta$, $Th-Zr/117-Nb/16$, $La/10-Y/15-Nb/8$, $Zr/4-Nb-2-Y$) фигуративные точки раннеюрских базальтов располагаются в поле E-MORB с переходом к внутриплитным толеитам, среднеюрских и триасовых – преимущественно в поле щелочных базальтов океанических островов (OIB) (рис. В). На диаграмме Al_2O_3/TiO_2-SiO_2 триасовые и среднеюрские базальты соответствуют базальтам типа OIB. Фигуративные точки раннеюрских базальтов смещаются к границе полей OIB и MORB, причем точки базальтов нижней части нижнеюрского разреза располагаются уже в поле MORB. Отношение Gd/Yb в раннеюрских базальтах низкое и близко к величине Gd/Yb в плато-базальтах (порядка 1), при этом наблюдается рост содержаний Gd вверх по разрезу, что можно трактовать как обогащение в ходе эволюции вулканической островной структуры. Отношение Gd/Yb в триасовых и среднеюрских базальтах значительно выше и соответствуют таковому в базальтах типа OIB. Соотношения $Nb-Zr-Y$ свидетельствуют о плюмовых источниках базальтов и указывают на формирование раннеюрских базальтов в пределах океанического плато, а триасовых и среднеюрских базальтов – на океанических островах.

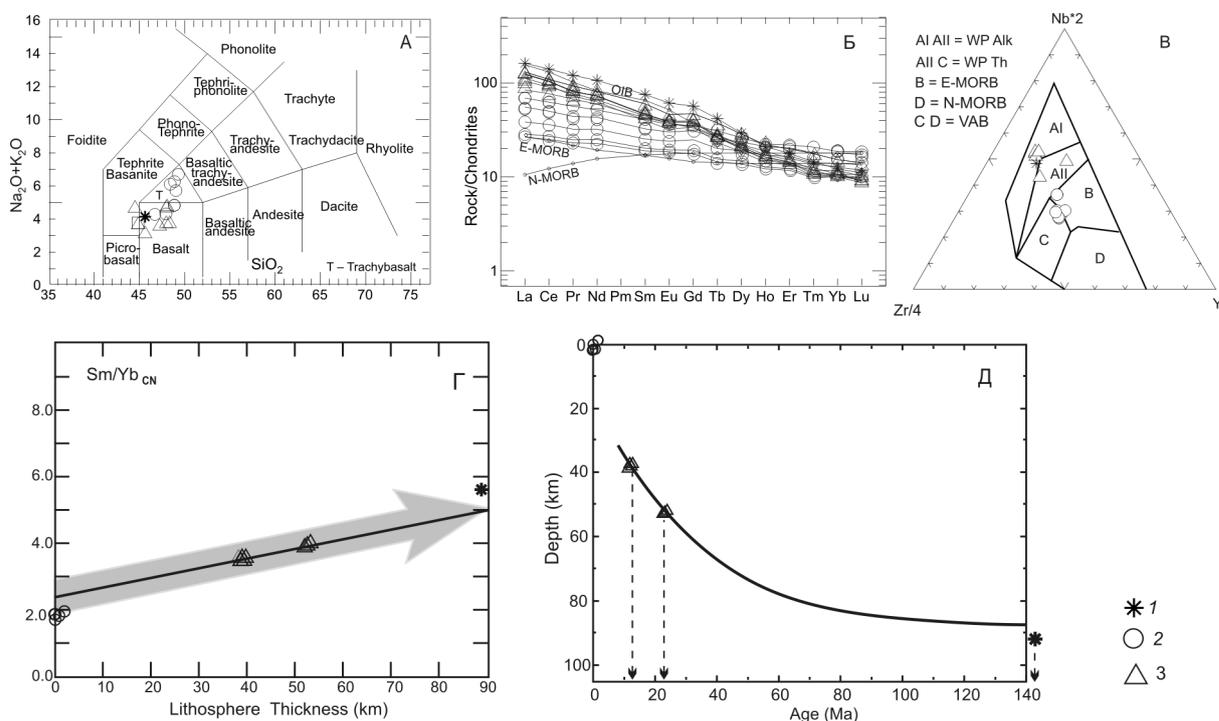


Рис. Петрогеохимические диаграммы: **А** – классификационная, **Б** – спайдер-диаграмма хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, **В** – дискриминационная, **Г** – $[Sm/Yb]_{CN}$ – мощность литосферы, по [1], **Д** – глубина границы литосфера/астеносфера (« мощность литосферы) в зависимости от возраста литосферы, по [2].

Базальты: 1 – средне-позднетриасовые, 2 – раннеюрские, 3 – среднеюрские.

Тектонические обстановки формирования базальтов как отражение истории спрединга

По петрогеохимическим характеристикам вулканыты ячинской толщи подразделяются на два типа: 1) базальты, близкие к E-MORB, и 2) **внутриплитные базальты типа OIB**. Намечается следующая смена обстановок их формирования. Триасовые базальты – это внутриплитные базальты типа OIB, причем наиболее обогащенные. Они формировались в обстановке внутриплитных океанических островов, значительно удаленных от центра спрединга. Раннеюрские базальты близки по петрогеохимическим характеристикам к E-MORB. Они наиболее

сходны с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов, либо их можно параллелизовать с первичными плюмовыми толеитовыми базальтами океанических островов, приближенных к океаническому хребту. Среднеюрские базальты – типа OIB – формировались на океанических островах, удаленных от спредингового хребта. В петрогеохимии юрских базальтов отражена история их отодвигания от хребта. Это отодвигание подчеркивается и оценкой мощности океанической литосферы на время излияния разновозрастных базальтов. Используя прямую корреляцию отношения Sm/Yb с мощностью литосферы, существовавшей во время формирования океанических базальтов [1], можно предполагать рост мощности океанической литосферы от минимальной (нулевой) в ранней юре ($Sm/Yb = 1-2$) до ~ 40 км ($Sm/Yb = 3$) и более 50 км ($Sm/Yb=4$) в средней юре (рис. Г). По установленной зависимости мощности океанической литосферы от ее возраста [2], мощность литосферы около 40 и более 50 км достигается при ее возрасте в ~13 и ~22 млн. лет (рис. Д). Эти временные оценки позволяют предполагать формирование юрских базальтов в связи с одним и тем же спрединговым центром. Мощность литосферы при формировании средне-позднетриасовых базальтов ($Sm/Yb = 5-6$) оценивается в 90 км и более. Такая мощность океанической литосферы соответствует ее возрасту более 140 млн. лет, что предполагает формирование триасовых базальтов на более древней литосфере, сформированной при другом спрединговом центре. Вероятно, что эта древняя (~310-380 млн лет) океаническая литосфера была рассечена спрединговым хребтом в близи края Азиатского континента в ранней юре, незадолго до последовавшей в средней юре аккреции океанического материала.

Т.о. в образованиях якчинской толщи запечатлены 3 периода вулканической деятельности. Наиболее ранний эпизод имел место, вероятно, в среднем-позднем триасе, когда базальты океанических островов (OIB) формировались на мощной (~90 км) и древней (~310-380 млн. лет) океанической литосфере. Второй период – излияние базальтов типа E-MORB в ранней юре, плинсбахе–тоаре. Геохимические особенности этих базальтов указывают на их формирование на литосфере минимальной (нулевой) мощности вблизи или в пределах океанического хребта. Это дополняет историю спрединга в Палеоокеанике и интерпретируется как рассечение древней океанической литосферы спрединговым центром, возникшим в ранней юре (~185 млн. лет назад). Этот спрединговый хребет, по-видимому, располагался в относительной близости к континентальной окраине Азии. Последний эпизод внутриплитного вулканизма предполагается в средней юре, байосе (~169 млн. лет назад), когда сформировались базальты, их лавобрекчии и гиалокластиты и связанные с ними долериты. Формирование этих вулканитов происходило на фрагменте молодой океанической литосферы, мощность которой достигла 40–50 км. Завершающий этап истории седиментации (средняя юра, байос – баткелловой) проявлен в накоплении пачки туфоалевролитов (около 100 м) с прослоями туфопесчаников в ее верхней части. Эта седиментация связана с вулканической деятельностью предположительно на конвергентной границе океанической и континентальной плит и отражает окончательное приближение океанической плиты к зоне субдукции. Возможным местом накопления туфогенно-обломочных отложений является фронтальная часть глубоководного желоба. Аккреция океанического материала произошла вскоре после накопления этих отложений, и возраст эпизода аккреции можно оценить как постсреднебатский–раннекелловейский.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Humphreys E. R., Niu Y.** On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. // *Lithos*, 2009. V. 112. P. 118-136.
2. **Kawakatsu H., Kumar P., Takei Y., Shinohara M., Kanazawa T., Araki E., Suyehiro K.** Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates // *Science*, 2009. V. 324 (5926). P. 499-502.

РОЛЬ ДЕВОНСКОЙ СУБДУКЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РИФТОГЕННЫХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Воронцов А.А.^{1,2}, Дриль С.И.¹, Перфилова О.Ю.³

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

²Иркутский Государственный университет, г. Иркутск

³Сибирский Федеральный университет, г. Красноярск, e-mail: perfil57@mail.ru

В северо-восточной части Алтае-Саянской области в девонский период на территории более 300 000 км² была образована рифтовая система. Она включает в себя многочисленные прогибы, впадины с разделяющими их поднятиями и магматические комплексы. Эта рифтовая система имеет двоякую природу. С одной стороны, в ее структуре существует точка тройного соединения прогибов (Тувинская, северная и южная Делюно-Юстыдские ветви) и поэтому система может рассматриваться как результат воздействия мантийного плюма. С другой стороны, в ее строении выделяются Кузнецко-Алатауский и Алтае-Северосаянский вулcano-плутонические пояса, которые протягиваются вдоль краевой части Сибирского палеоконтинента и свидетельствуют о существовании древних зон субдукции. Для оценки их роли в последние годы [2-4] был получен большой объем новой геологической, минералогическо-петрографической и геохимической информации по магматическим породам из разных сегментов рифтовой системы. Это позволило выявить среди них дифференцированную и бимодальную вулканические ассоциации и оценить состав магматических источников на основе изотопно-геохимических параметров базальтов.

Дифференцированная вулканическая ассоциация была изучена на Батеневском поднятии в Минусинском прогибе. Оно, в сочетании с Беллыкским поднятием Восточного Саяна, разделяет две крупные впадины – Чебаково-Балахтинскую и Сыда-Ербинскую. Поднятие представляет собой брахиантиклинальную структуру, в пределах которой вулканиты распространены на площади более 600 кв. км. Вулканическая толща сложена субщелочными базальтами, андезибазальтами, андезитами, трахитами и риолитами. Она имеет суммарную мощность до 700 м, с угловым несогласием залегает на кембро-ордовикском фундаменте и, в свою очередь, перекрывается с разрывом осадочными отложениями живетского яруса [6]. Результаты ⁴⁰Ar-³⁹Ar исследований магматических пород Батеневского поднятия указывают на то, что они сформировались в интервале 408-391 млн. лет.

Бимодальная вулканическая ассоциация представлена субщелочными и щелочными базальтами, трахитами, трахириолитами, комендитами-пантеллеритами, которые широко распространены в северной Монголии. Здесь эти породы совместно с осадочными толщами сосредоточены внутри цепочки грабенов, которая протягивается вдоль границ раннекаледонской Озерной зоны. Проявления вулканизма контролируются ограничивающими эту зону крупными разломами и образуют три линейных пояса. Один из них (Цаган-Шибетинский) вытянут вдоль восточного склона Монгольского Алтая более чем на 150 километров. Два других (Хан-Хухейский и Агардакский) протягиваются по южному склону и центральной части хр. Хан-Хухей на расстояние свыше 250 километров. Возраст магматических ассоциаций отвечает раннему-среднему девону и обоснован находками фауны в осадочных породах ряда опорных вулcanoгенно-осадочных разрезов [5].

Все породы дифференцированных ассоциаций Батеневского поднятия принадлежат субщелочной серии. В вулканических разрезах поднятия распространены умереннотитанистые разновидности базальтов с содержанием TiO₂ от 1,27 до 2,15 мас. %, SiO₂ – от 48,66 до 53,30 мас. %. Они обладают афировой скрытокристаллической и гиалопилитовой структурами.

В составе микролитов преобладают плагиоклаз, оливин и титан-авгит. Кроме того, всегда обнаруживаются игольчатый апатит, биотит в виде пластинок, равномерно распределенные рудные и акцессорные минералы и выполняющее интерстиции буровато-зеленое вулканическое стекло.

Породы бимодальной ассоциации северной Монголии отвечают щелочной и субщелочной калиево-натриевым сериям и в целом обогащены щелочами по сравнению с дифференцированными ассоциациями. Базальты бимодальной ассоциации характеризуются чередованием в разрезах умереннотитанистых и высокотитанистых разновидностей. В высокотитанистой группе TiO_2 изменяется от 2,17 до 4,05 мас. %, SiO_2 – от 43,91 до 49,47 мас. %. В отличие от базальтов дифференцированных ассоциаций, в этих базальтах присутствуют ксеноморфные выделения нефелина или анальцима, а также мелкие кристаллы керсутита и баркевекита.

Все рассматриваемые девонские базальты характеризуются высокими содержаниями редких элементов и близки к составу базальтов, выплавленных из обогащенных мантийных источников. В то же время умереннотитанистые базальты отличаются от высокотитанистых более низкими содержаниями высокозарядных элементов, низкими отношениями Nb и Ta по отношению к La ($(Nb/La)_n$ меняется от 0,4 до 0,5; $(Ta/La)_n$ меняется от 0,5 до 0,8), что отвечает характеристикам IAB. Высокотитанистые базальты северной Монголии обогащены HSFE вплоть до появления слабых положительных аномалий по Nb и Ta ($(Nb/La)_n$ меняется от 1,0 до 1,2; $(Ta/La)_n$ меняется от 1,1 до 1,4) и их составы в наибольшей степени приближены к составу OIB. Петрогеохимические данные, учитывая одинаковый возрастной интервал образования умереннотитанистых и высокотитанистых базальтов, указывают на то, что материнская базальтовая магма возникла в результате частичного плавления различных по составу мантийных источников. Один из них можно охарактеризовать как надсубдукционный, сформированный при отделении водного флюида от погружающейся в литосферную мантию океанической плиты, другой как плюмовый, состав которого определяется неоднородностью мантии.

Обе группы базальтов различаются по своим изотопным характеристикам. Высокотитанистые базальты имеют более деплетированный изотопный состав Nd и Sr – $eNd_{(395MA)} = 7,7-6,1$ и $87Sr/86Sr_{(395MA)} = 0,7033-0,7041$, по сравнению с умереннотитанистыми разновидностями – $eNd_{(395MA)} = 4,7-3,4$ и $87Sr/86Sr_{(395MA)} = 0,7044-0,7045$. Следует отметить отчетливую смещенность составов обеих групп базальтов от линии мантийной корреляции в область более радиогенного состава стронция. Подобное смещение может быть обусловлено влиянием на базальтовые расплавы контаминанта с высоким содержанием Sr, имеющего относительно радиогенный состав, и низким содержанием Nd. Такими характеристиками обладают карбонатные осадки океанической коры. Следовательно, вклад этого источника указывает на контаминацию расплавов карбонатным веществом, субдуцированным в мантию в раннепалеозойский этап развития региона. Наибольшее смещение наблюдается для умереннотитанистых базальтов и поэтому, вероятно, они подверглись большей контаминации относительно расплавов высокотитанистых базальтов.

Изотопный состав свинца в базальтах обеих групп также различен. Точки составов умереннотитанистых базальтов на диаграмме $^{207/204}Pb-^{206/204}Pb$ образуют компактный тренд вдоль линии эволюции свинца в источнике с $\mu = 9,4$ (модель Стейси-Крамерса). Свинец с таким изотопным составом является умеренно-обогащенным по сравнению с деплетированным источником типа DM ($\mu = 8,5$). Изотопный состав свинца высокотитанистых базальтов варьирует в широких пределах от $\mu = 8,6$ до $\mu = 9,4$, намечая линию смешения между деплетированным и умеренно-обогащенным источниками. Поле составов умереннотитанистых базальтов расположено в радиогенной части этой линии смешения. Учитывая данные Sr-Nd изотопной систематики базальтоидов, можно отождествить умеренно-обогащенный источник свинцов с мантией, метасоматически модифицированной субдукционными процессами.

Вся совокупность геологических, петрогеохимических и изотопных данных подтверждает предложенную ранее модель формирования девонских вулканитов Алтае-Саянской рифтовой области. В соответствии с этой моделью источники магматизма возникли под краевой частью Сибирского континента при взаимодействии мантийного плюма с мантией зоны субдукции. Следы плюмового воздействия в континентальных структурах юго-западной части Сибирского палеоконтинента фиксируются, начиная с момента каледонской аккреции (~ 490 млн. лет назад), в ходе которой каледонский супертеррейн был зафиксирован над горячей точкой мантии. Субдукционные события в истории образования Алтае-Саянской части каледонского аккреционного террейна проявились, по меньшей мере, дважды. С процессами конвергенции в позднем кембрии и ордовике связывается образование собственно каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. Поздние субдукционные процессы на границе каледонид Алтае-Саянской области установлены в Китайском Алтае начиная с 440 млн. лет и продолжались в Рудном Алтае в раннем-среднем девоне до позднего девона. Исходя из возрастных характеристик и особенностей пространственного распределения интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы [1], раннедевонская граница океан-континент совпадала с современной границей между Рудным и Горным Алтаем. Магматические процессы охватили значительные пространства в краевой части Сибирского континента и сформировали вулcano-плутонический пояс, ширина которого (оцениваемая по расстоянию от района оз. Зайсан до восточной оконечности Минусинского прогиба) составляла около 800 км. Следовательно, можно говорить, что мантия под Алтае-Саянской областью, участвовавшая в процессах конвергенции в позднем кембрии и ордовике, в силуре и девоне вновь оказалась в зоне влияния субдукционных процессов. Совмещение надсубдукционных и внутриплитовых характеристик магматизма рифтовой системы, по-видимому, является следствием сложной геодинамической обстановки, отвечавшей условиям проявления плюмовой активности на активной континентальной окраине подобно современному взаимодействию Тихоокеанской плиты с восточной окраиной Азиатского континента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 16-05-00181, 14-05-00887.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимирова А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещеряков А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1157-1178.
2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 621-634.
3. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283-1313.
4. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 386-409.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. Москва: Наука. 1991. 263 с.
6. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 276 с.

СОСТАВЫ ХРОМШПИНЕЛИДОВ КАК ИНДИКАТОРОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРИДОТИТОВ (Мармарошская утесовая зона, Украинские Карпаты)

Генералова Л.В.¹, Гнилко О.М.², Степанов В.Б.¹, Билик Н.Т.¹, Дикий В.В.¹

¹Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Украина, г. Львов,

e-mail: gen_geo@mail.ru

²Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины Украина, г. Львов,

e-mail: ohniko@yahoo.com

Петрогеохимические особенности офиолитов Украинских Карпат и слагающих их минералов рассматривались в ряде публикаций [4, 6]. Здесь выделяют ультрамафитовую формацию, которая, по мнению исследователей, является комплементарной составляющей офиолитов Мезотетиса [4, 6]. Наиболее представительные выходы пород формации установлены в Мармарошской утесовой зоне Внутренних Карпат (угольский магматический комплекс [6]). Стратиграфический разрез зоны начинается нижнемеловой олистосторомовой толщей соймульской свиты. Олистолиты толщи представлены двумя группами породы. К первой группе принадлежат разрозненные фрагменты офиолитов, представленные перидотитами, базальтоидами, красными яшмоидами, известняками. Ко второй группе относятся кристаллические сланцы, гнейсы, гранитоиды, пермо-триасовые кварцевые конгломераты, триас-юрские известняки и доломиты. Матрикс олистостромы сложен хаотическими образованиями грязекаменных потоков (*debris-flows*) [2].

Минеральный состав перидотитов характеризуется разнообразием. Первичная минеральная ассоциация представлена оливином, пироксеном, шпинелидами. Более поздняя, вторичная, минеральная ассоциация вмещает тремолит, тальк, серпентин, хлорит.

Нами на территории Украинских Карпат в Мармарошской утесовой зоне найдены перидотиты, содержащие хромшпинелиды в количестве 1-3%. Магматические хромшпинелиды являются химически стойкими минералами, в частности, при вторичных преобразованиях. В связи с этим, они используются как типоморфные минералы-индикаторы для диагностики геодинамических обстановок формирования плутонических пород офиолитов (в нашем случае перидотитов), которые их содержат.

Хромшпинелиды присутствуют во всех петротипах перидотитов угольского комплекса. По форме выделения они образуют две группы. Первая группа хромшпинелидов в гарцбургитах и лерцолитах встречается в виде суббизометрических или неправильных ксеноморфных крупных индивидов и скоплений (?) размером до 0,4 мм. Представители второй группы образуют удлинённые, эллипсоидные (иногда амебовидные) формы, размером 0,002×0,007 мм, которые приурочены к интерстициям кристаллов пироксена и оливина и вытянуты по директивности породы. Зерна окрашены в вишнево-бурый, красно-бурый и темно-бурый цвет. По периферии зерна имеют черную кайму, которая представлена микровкраплениями магнетита. Иногда фиксируются зерна хромшпинелидов в виде цепочек, ориентированных субсогласно первичной внутренней полосчатости (?) и/или первичной упорядоченности магматического комплекса. В исследуемых образцах были случаи, когда в одной пробе встречались хромшпинелиды двух групп. Наличие двух групп хромшпинелидов в одном образце является признаком полистадийности процессов минералообразования.

Химический состав хромшпинелидов перидотитов изучен нами с помощью сканирующего электронного микроскопа-микроанализатора РЕММА-102-02 (г. Сумы, Украина).

Рентгеноспектральный микрозондовый анализ установил, что крупные хромшпинелиды первой группы более магнезиальные и менее хромистые. Шпинелиды второй группы – более мелкие, менее магнезиальные и более хромистые.

На бинарной диаграмме Cr # – Mg # [5] хромшпинелиды перидотитов угольского комплекса концентрируются в двух областях: абиссальных перидотитов и надсубдукционных перидотитов (рис. 1). Крупные зерна шпинелидов кристаллизовались при низкой степени частичного плавления (D_{melt} до 14 %), что присуще абиссальным перидотитам. Мелкие зерна шпинелидов кристаллизовались при более высокой степени плавления (D_{melt} до 30%), которое характерно для перидотитов надсубдукционных зон (см. рис.1).



Рис.1. Бинарная диаграмма отношения магнезиальности и хромистости хромшпинелидов [5]. *Условные обозначения:* 1-2 – составы хромшпинелидов из перидотитов угольского комплекса (1 – перидотиты из бассейна р. Маленькая Уголька, 2 – перидотиты из бассейна р. Большая Уголька); I-III – поля составов хромшпинелидов из: I – задуговых перидотитов, II – абиссальных перидотитов, III – перидотитов субдукционных зон.

Величина степени частичного плавления мантийного источника отражается в хромистости первичных шпинелидов и тем самым позволяет корректировать ее с геодинамическими обстановками. Нами использована диаграмма корреляции средней хромистости шпинели и полной скорости спрединга [3]. На этой диаграмме (рис. 2) составы хромшпинелидов первой группы угольского комплекса соответствуют перидотитам ультрамедленно-спрединговых СОХ (полная скорость спрединга до 5,5 см/год). Мелкие зерна из второй группе шпинелидов угольского комплекса ассоциируются с перидотитами быстро-спрединговых СОХ (полная скорость спрединга выше 10 см/год).

Эти данные согласуются с результатами исследования петрохимических параметров перидотитов и работами по геологическому картированию и геодинамическим реконструкциям, проведенными в последние годы [2 и литература там].

Для оценки температур преобразования перидотитов угольского комплекса были использованы различные геотермометры. **Первичная парагенетическая ассоциация перидотитов** оценивалась оливин-хромшпинелевыми геотермометрами, для **вторичной парагенетической ассоциации** – применялась номограмма Si-Al для амфиболов.

Результаты расчетов температур оливин-хромшпинелевого равновесия такие: 970 °С (геотермометр Редера-Кембелла-Джемисона), 790 °С (геотермометр Оно), 880 °С (геотермометр

Фабри), 870 °С (модифицированный геотермометр О'Нила-Уолла-Больхауза-Берри-Грина – (O'NWBBG) [7 и литература там]. Давление можно оценить в 7-15 кбар (согласно работе Грицука, 2003). Результаты расчетов по номограмме Si-Al для амфиболов [1] следующие: температура – 450 °С, давление – 2 кбар. Рассчитанные температуры и давление указывают на термодинамические параметры сложенных перидотитами тел, которые имели многоэтапную геодинамическую эволюцию.

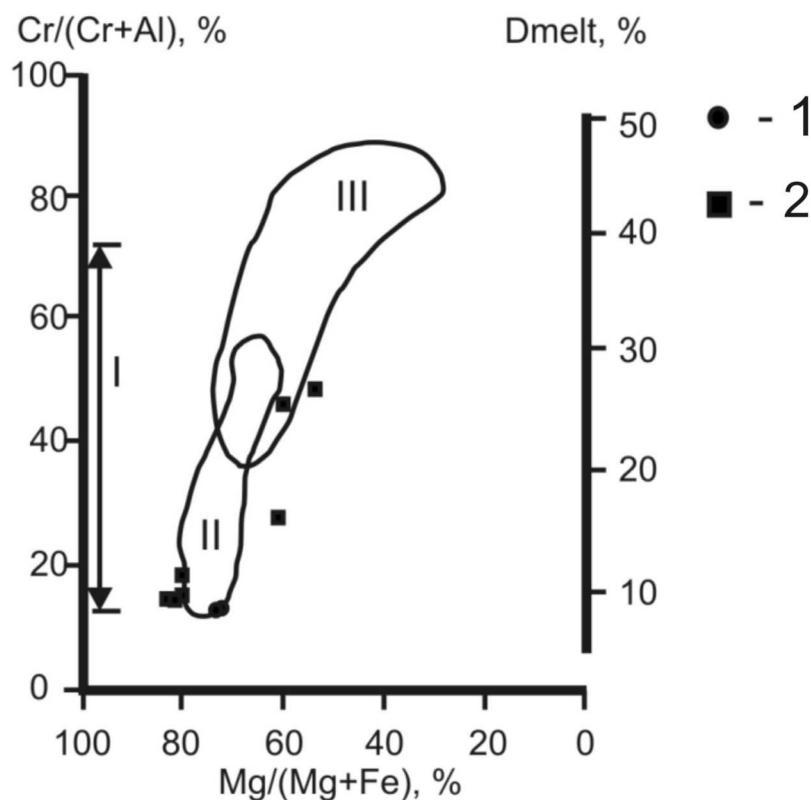


Рис. 2. Корреляция средней хромистости хромшпинелидов и полной скорости спрединга (Vs) [3]. *Условные обозначения:* пунктиром отмечены составы хромшпинелидов из перидотитов угольского комплекса.

Первичное становление перидотитов по анализу хромшпинелидов, мы связываем с обстановками спрединга. Термодинамические параметры перидотитов позволяют предположить, что перидотиты бассейна р. Тербеля формировались в зоне шпинелевых перидотитов океанической коры. Затем произошли преобразования перидотитов и, генетически связанных с ними пород, в надсубдукционных ситуациях.

Согласно существующим реконструкциям [2], нижнемеловая олистострома Мармарошской утесовой зоны, вмещающая олистолиты изученных перидотитов, возникла при размыве надвигающихся на Мармарошский кристаллический массив Трансильванских покровов (которые сейчас сохранены только в Румынских Карпатах). Покровы сложены среднетриасово-юрскими офиолитами. Корневой областью этих покровов является Мурешская сутурная зона, состоящая из фрагментов юрской океанической коры, перекрытой келловейско-неокомскими островодужными вулканидами. Трансильванские покровы и сопутствующие им хаотические образования (Мармарошские утесы) отнесены к обдущированной аккреционной призме, надвинутой в раннем мелу на континентальную окраину микроконтинента Дакия (Мармарошский

массив). Призма могла возникнуть при субдукции коры Трансильванского океана (его остатки – одноименные покровы) под энсиматическую дугу (келловейско-неокомские островодужные вулканы Мурешской зоны), а дальнейшая обдукция призмы и, возможно, частично островодужных магматических образований – при закрытии океана и коллизии микроконтинента Дакия с энсиматической островной дугой. Следствие коллизии – образование грандиозных шарьяжей Восточных Внутренних Карпат, сложенных в нижней части Мармарошскими покровами основания (массив), а в верхней – Трансильванско-Мурешскими офиолитами и остатками энсиматической дуги [2 и литература там].

Таким образом, изученные олистолиты перидотитов могут быть продуктом размыва литосферы как Трансильванского океана, так и островодужных субдукционных магматических образований, обдуцированных на окраину микроконтинента Дакия (Мармарошский массив) при коллизионных процессах в раннем мелу.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геря Т.В.** Р-Т тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия/ Автореф. дис. доктора. геол.-мин. наук // М. 1999. 49 с.
2. **Гнилко О. М., Гнилко С. Р., Генералова Л. В.** Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов // Вестн. С.-Петербур. ун-та., 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4-24.
3. **Краснова Е. А.** Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук // М. 2014. 26 с.
4. **Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др.** Тектоно-магматическая эволюция Карпат // Киев: Наук. думка. 1995. 132 с.
5. **Радомская Т.А.** Минералогия и геохимия Киндашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян) // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук // Иркутск. 2012. 23 с.
6. **Ступка О.О.** Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія/Автореф. дис. канд. геол. наук//Львів. 2013. 20с.
7. **Чашухин И. С., Вотяков С. Л., Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Уймин С. Г.** О температуре становления ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник. 1999. Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 2000. С.210-216.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ ОФИОЛИТОВ ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ ТРОГА КАЙМАН)

Голич А.Н., Высоцкий С.В.

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

Установлено, что офиолитовые комплексы в геологических структурах всего мира представляют собой фрагменты древней океанической коры. Исследования офиолитов показали, что они обладают широким спектром внутренней структуры, псевдостратиграфией и вариациями химического состава слагающих их пород. Вариации строения и состава офиолитов являются отражением различных тектонических условий их формирования. Они несут в себе характеристики тех тектонических обстановок, в которых офиолиты образовались – океанических плит, островодужных систем, трансформных разломов и пр., что чрезвычайно важно для реконструкции геологического развития территории. Существуют определенные типы структур, где офиолиты формируются благодаря локальному спредингу, который может не совпадать по времени с крупными коллизионными событиями. Одной из разновидностей таких структур являются ромбические или веретенообразные впадины, образующиеся в зонах скольжения литосферных плит. Они ограничены парами разрывных или пластических сдвигов и сбросов и получили название пулл-апартов.

Одним из современных объектов типа пулл-апарт является трог Кайман в Карибском море. Трог Кайман – это впадина, протяженностью в 1600 км, шириной более 100 км, и глубиной до 7 км, которая простирается от побережья Белиза на западе до района между Кубой, Ямайкой и Гаити на востоке (рис. 1). Благодаря своей уникальной природе и структурному положению трог Кайман является эталонным объектом типа «пулл-апарт». Следует отметить, что только в данном районе был обнаружен полный разрез офиолитовой ассоциации. Изучению петрографических и минералогических особенностей этой ассоциации посвящена настоящая работа.

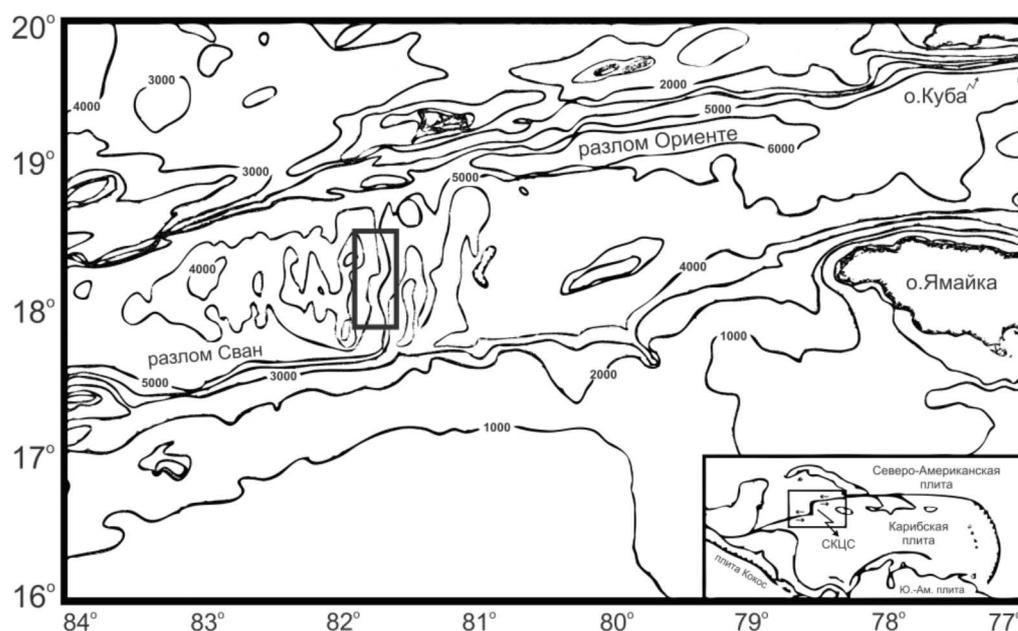


Рис. 1. Батиметрическая схема трогов Кайман и район отбора образцов, где СКЦС – Срединно-Каймановый центр спрединга.

В 1985 году, при выполнении 4 рейса НИС «Академик Николай Страхов», проведено драгирование эскарпов западного борта главного трогов рифтовой зоны трогов Кайман. Наряду с многочисленными обломками вулканических и плутонических пород основного состава, извлечены образцы метаморфических перидотитов и несколько образцов гранитов (полный разрез офиолитового комплекса) [2]. На основе данного материала была отобрана коллекция из 24 представительных образцов, включающая серпентинизированные перидотиты, лерцолиты и гарцбургиты, троктолиты, габбро, пегматоидные габбро и базальты, а так же образец гранита.

Набор пород, поднятых в рифтовой зоне трогов Кайман, обеспечивает достаточное доказательство существования расслоенного мафического разреза. Его основание слагают тектонизированные слабо деплетированные лерцолиты, являющиеся реститами вещества верхней мантии. Выше залегают породы кумулятивного комплекса, основание которого характеризуют серпентинизированные плагиоклазовые перидотиты и меланократовые троктолиты. Среднюю часть слагают различные габброиды, кумулятивные структуры в которых указывают на то, что происходила крупномасштабная кристаллизационная дифференциация. Как отмечал М. Perfit (1977), некоторые пироксеновые габбро содержат более 50% пироксенов, как идиоморфных, так и ксеноморфных, с интеркумулятивным плагиоклазом, рудными минералами и оливином. А анортозитовые породы состоят на более чем 75% из идиоморфного плагиоклаза, с интеркумулятивным пироксеном. К верхней части разреза приурочен дайковый комплекс, в кото-

ром наряду с основными породами (долеритами, диабазами) отмечаются более кислые дифференциаты – сиениты, трондьемиты и плагиограниты. Перекрывается этот комплекс толщей базальтов с характерными признаками подводных излияний.

Анализ истории образования офиолитов с помощью дупироксеновой термобарометрии [5, 7] показывает, что основной этап кристаллизации магматических пород проходил в интервале температур от 1280 °С до 900 °С. Судя по количеству глинозема и натрия в пироксенах, этот процесс протекал в условиях оливин-плагиоклазовой фации, т.е. давление не превышало 9 кбар (рис. 2).

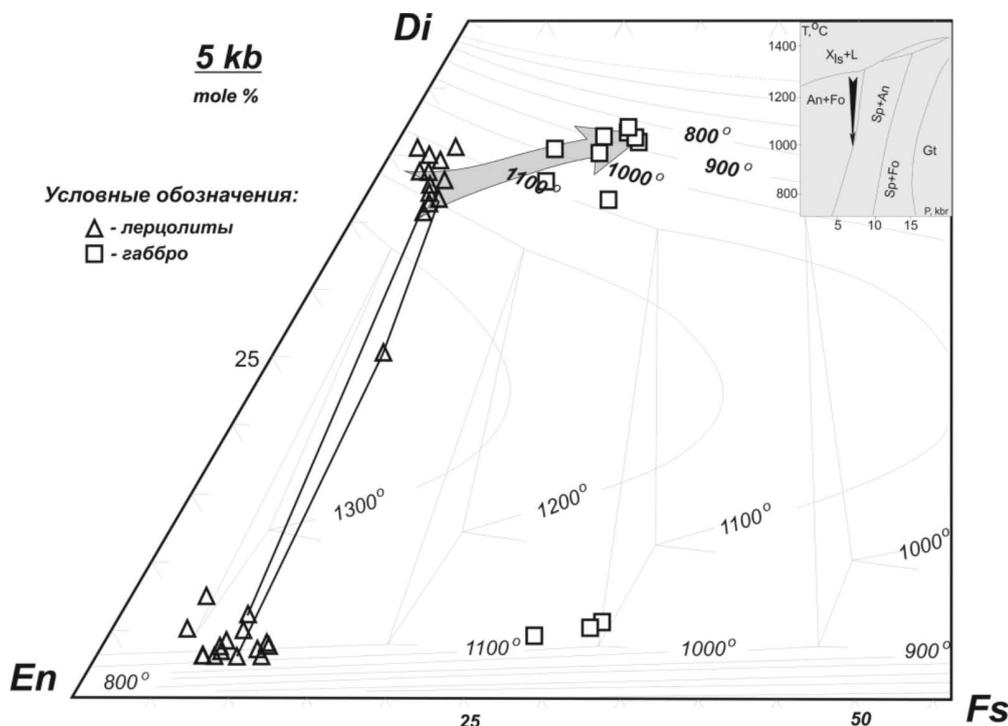


Рис. 2. Графические термобарометры Д. Линдсли и Т. Гаспарика [5, 7] для пироксенов офиолитовой ассоциации трога Кайман.

По петрохимическим особенностям породы трога Кайман образуют единую серию, для которой характерен толеитовый тренд дифференциации, высокая магнезиальность и обогащенность никелем, хромом при низких концентрациях титана. На диаграмме AFM (рис. 3) они занимают поля кумулятов и верхних габбро классических офиолитов мира, отличаясь более высокой щелочностью.

Анализ микроэлементного состава пород показал, что кристаллические породы так же образуют единую серию, характеризующуюся накоплением литофильных и легких редкоземельных элементов с увеличением степени дифференциации пород. Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, хорошо коррелируются с минеральным составом. Габброиды и базальты образуют серию субпараллельных кривых, что указывает на их происхождение из однотипной магмы в результате процессов кристаллизационной дифференциации. Наиболее дифференцированными породами являются сиениты, которые по своей минералогии и особенностям микроэлементного состава соответствуют внутриплитным гранитоидам.

Таким образом, проведенные исследования показали, что офиолиты зон скольжения литосферных плит имеют ряд характерных особенностей:

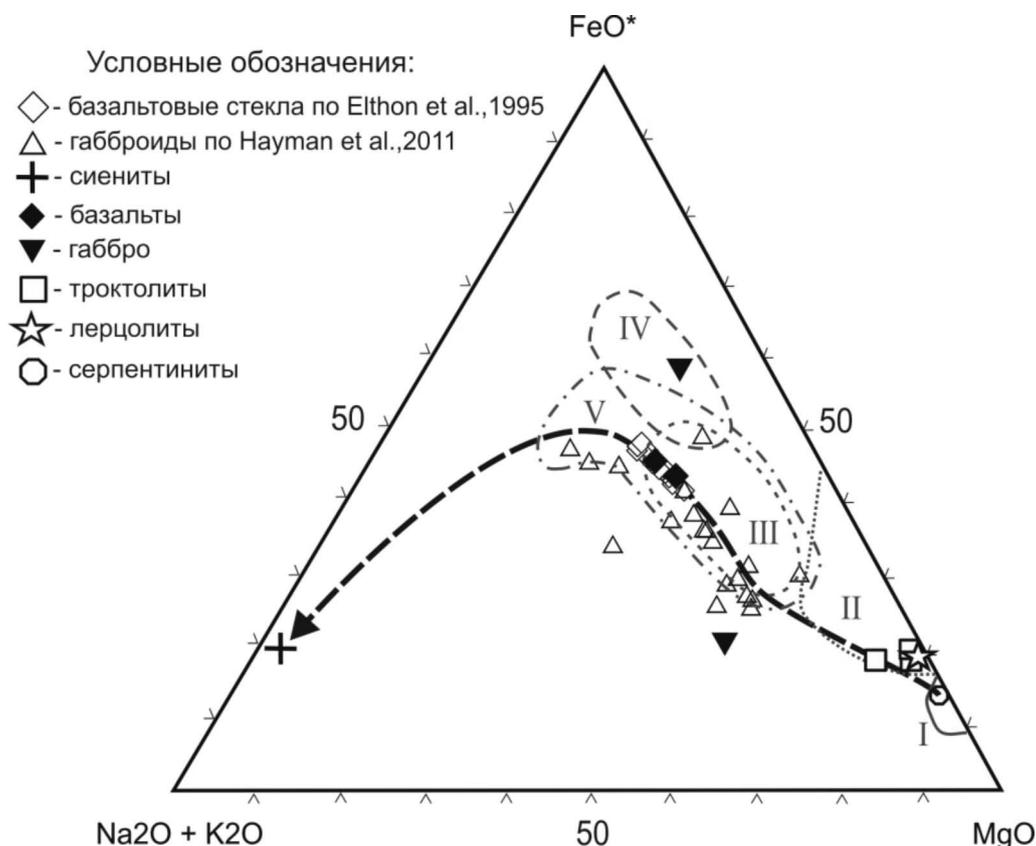


Рис. 3. Породы офиолитовой ассоциации трога Кайман на диаграмме AFM. Поля по [1, 3]: I – ультрабазиты (реститы), II – кумуляты и «нижние» габбро, III – «верхние» габбро и дайковый комплекс, IV – океанические толеиты, V – марианит-бонинитовая и островодужная серии.

1) Офиолиты структур типа пулл-апарт образуют узкие вытянутые зоны, ограниченные парами разрывных нарушений. Отдельные магматические комплексы в пределах этой зоны имеют разный возраст формирования, омолаживающийся от флангов к центру по простиранию структуры.

2) Основание офиолитового комплекса сложено преимущественно лерцолитами. Гарцбургиты и дуниты имеют подчиненное значение.

3) В габброидном комплексе четко фиксируется магматическая расслоенность, образовавшаяся в результате кристаллизационной дифференциации.

4) Температура кристаллизации кристаллических пород (габбро-гипербазитов) варьирует в интервале от 1280 °С до 900 °С, при давлении 6-9 кбар (O1-P1 фация).

5) Основные породы (габбро и базальты) обогащены легкими литофильными и щелочными элементами. По содержанию титана, литофильных элементов и REE, базальты являются промежуточными между лавами E-MORB и толеитами океанических островов.

6) Геохимические и минералогические особенности драгированных гранитоидов соответствуют внутриплитному типу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колман Р.Г. Офиолиты. Москва: Мир. 1979 г. 262 с.
2. Кононов В.И., Зинкевич В.П., Поляк Б.Г. и др. Новые данные по геологии и геотермии спрединговой зоны трога Кайман (Карибское море) // Доклады АН СССР. 1989 г. Т. 304, № 4. С.939-943.
3. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Новосибирск: Наука. 1985. 201 с.

4. Elthon, D., D. K. Ross, and J. K. Meen (1995), Compositional variations of basaltic glasses from the Mid-Cayman Rise spreading center // J. Geophys. Res., 100. 12. P. 497-512.
5. Gasparik, T. (1984) Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // Contributions to Mineralogy and Petrology, 87. P. 87-97.
6. Hayman N.W., N.R. Grindlay, M.R. Perfit, P. Mann, S. Leroy, and B. M. de Lepinay, (2011), Oceanic core complex development at the ultraslow spreading Mid-Cayman Spreading Center // Geochem. Geophys. Geosyst., 12.
7. Lindsley D.H., (1983), Pyroxene thermometer // Amer. Miner. Vol. 68. P. 477-493.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ДАЕК КУН-МАНЬЁНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Петухова Л.Л., Песков А.Ю.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: guryanov_v@mail.ru

Структурно-металлогенетические и геохимические исследования метаморфических комплексов восточной части Пристанового коллизионного пояса последних десятилетий позволили по-новому взглянуть на историю эволюции этого региона в раннем докембрии. Одним из основных достижений исследований было установление в его пределах кун-маньёнского комплекса мафит-ультрамафитов палеопротерозойского возраста и выявление связанной с ними сульфидной кобальт-медно-никелевой с платиноидами рудной минерализации промышленных масштабов. Ранее такие тела мафит-ультрамафитов относились к архею и часто картировались как двупироксеновые кристаллосланцы, и включались в состав метаморфических толщ, свит и серий. Иногда они выделялись в качестве одной из фаз в составе древнеджугджурского габбро-анортозитового или майско-джанинского метагаббрового комплексов. В качестве петротипа кун-маньёнского комплекса была выбрана дайка Чёрный Исполин, расположенная на Атагском хребте в междуречье Кун-Маньё и Мая-Удская. Позднее, в связи с выделением здесь Кун-Маньёнского рудного поля и открытием крупного по запасам кобальт-медно-никелевых руд одноимённого месторождения, эта территория была выделена для кун-маньёнского комплекса как петротипическая местность. Возраст мафит-ультрамафитов, оценённый по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов, составляет 1690 ±14 (проба 53-1), 1700 ±12 (пр. 95), 1710 ±10 (скв. 12), 1720 ±12 (скв. 13), 1730 ±15 (скв. 20) млн лет; Sm-Nd изохрона по пироксенам, плагиоклазам и породе показывает 1812 ±66 млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ). Последующими исследованиями установлено, что интрузии мафит-ультрамафитов подобного типа с сульфидной минерализацией прослеживаются от месторождения Кун-Маньё восточнее и западнее по простиранию Пристановой зоны коллизии в виде разрозненных и протяженных ареалов и роёв.

По форме и положению в структуре Кун-Маньёнского рудного поля интрузии мафит-ультрамафитов подразделяются на два типа: 1) пластообразные и линзовидные тела с пологими (5-30°) углами падения, мощностью до 70 м; 2) субвертикальные и крутопадающие (более 50°) дайки мощностью от 10 до 100 м. Если первые часто представлены серпентинизированными, оталькованными и амфиболизированными породами вплоть до сланцев, то породы даек практически не затронуты вторичными изменениями. Дайки являются в составе комплекса наиболее поздними образованиями. Нами изучены петротипическая дайка Чёрный Исполин и Меридиональная дайка: выполнены петрогеохимические исследования слагающих их пород. Центральная часть даек представлена плагиоклазсодержащими оливиновыми вебстеритами и оливинсодержащими плагио-вебстеритами. Это массивные среднезернистые переходящие в мелкозернистые породы с панидиоморфнозернистой, участками гипидиоморфнозернистой, струк-

турой. Минеральный состав: оливин (5-28%), гиперстен (20-43%), диопсид (9-20%), плагиоклаз №52-70 (3-15%), красно-коричневая роговая обманка (1-10%), зеленая шпинель (1-3%). В эндоконтактных частях дайки представлены неравномерно-мелкозернистыми, до порфировидных плагиовестеритами и вестеритами. Содержание минералов в них варьирует в широких пределах (%): оливин – 0-10, редко до 30, гиперстен – 20-60, диопсид – 10-35, плагиоклаз № 51-57 – 0-20, красно-бурая роговая обманка – 1-10, флогопит – 0-10, зелёная шпинель – 1-5. Акцессорные и рудные минералы (от 1 до 10%): сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), магнетит, ильменит, хромит и апатит.

Для вещественной характеристики мафит-ультрамафитов даек Чёрный Исполин и Меридиональная отобрано 20 представительных проб. Содержание SiO_2 варьирует от 43.75 до 50.20%, Fe Общ. = 10.18-16.16%, Al_2O_3 = 4.79-8.67%. Концентрации MgO колеблются в пределах – 16.07-26.77%, при магнезиальности = 0.64-0.81 (Mg/(Mg+Fe)). По соотношению кремнезёма и суммы щелочей на классификационной диаграмме TAS породы даек соответствуют базальтам и субщелочным базальтам. Все они относятся к ряду низкощелочных пород и характеризуются низкой глинозёмистостью ($al' = 0.12-0.28$), низкими содержаниями TiO_2 (0.32-0.85%) и суммы щелочей (0.32-1.57, среднее 0.92%), существенным преобладанием Na_2O над K_2O . На тройной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - (\text{Fe Общ.} + \text{TiO}_2)$ (Jensen, 1976) точки составов пород попадают в поля коматиитов и коматиитовых базальтов коматиитовой серии. Средние отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в них составляют 11.0-14.6 и 0.86-1.80 соответственно, что позволяет относить мафит-ультрамафиты даек к Al-деплетированному (барбертоновскому) типу коматиитов [5]. С уменьшением магнезиальности в них растёт содержание CaO и Al_2O_3 , что свидетельствует о возрастании в расплаве плагиоклазовых и клинопироксеновых фаз [1]. В соответствии с классификацией магматических изверженных пород 1997 года к коматиитам относятся ультраосновные вулканиты с содержанием $\text{MgO} > 18\%$, $\text{TiO}_2 < 1\%$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$. Породы с меньшим содержанием MgO относятся к коматиитовым базальтам. Граница между коматиитовыми и толеитовыми базальтами принята по содержанию $\text{MgO} = 10\%$. Как известно коматииты подразделяются по отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ на три типа: Al-деплетированный (≈ 12), Al-недеплетированный (≈ 22) и Al-обогащённый (≈ 30) [5].

Для мафит-ультрамафитов этих даек показательны низкие содержания **Sr** и **U**, высокие – **Ti**, **Th** и **P**, характерен Ta-Nb минимум. На диаграмме порода/хондрит слабо проявлен Eu-минимум, по-видимому, являющийся отражением более поздних динамотермальных высокотемпературных событий. Мафит-ультрамафиты характеризуются слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.63-1.86$] при незначительном обеднении тяжёлыми РЗЭ – $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.60-2.44$, что близко барбертоновскому типу, в котором это отношение составляет 1.1 и более [4]. На мультиэлементных диаграммах исследуемые породы обнаруживают сходство с коматиитами острова Горгона (Тихий океан) [3], отличаясь от них повышенными содержаниями Th, U, K, La, Ce, Nd и P. Повышенные значения La/Nb (2.7-8.1) и La/Ta (14.0-38.1) в мафит-ультрамафитах позволяют предполагать, что исходный для них расплав образовался в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии. Насыщенность мафит-ультрамафитов высокозарядными некогерентными элементами, отрицательные аномалии в области **Sr**, **U**, **Nb**, **Ta** и небольшие максимумы **Ba**, **Th**, **Ti**, **P** могут свидетельствовать как о коровой контаминации базит-коматиитового расплава, так и о флюидообогащенном литосферном источнике [1].

Характер линии отражающей изменение концентраций РЗЭ в мафит-ультрамафитах даек (на диаграмме порода – хондрит) подобен поведению аналогичных линий для пород толеитовой и коматиит-толеитовой серий зон сжатия – базальтов островных дуг. Эта линия имеет такой же устойчивый слабовыраженный отрицательный наклон и показывает сходство пород

даек с базальтами о. Медный, Мауна Лоа (Гавайские о-ва), формирование которых происходило в условиях сжатия.

По соотношению $Al_2O_3/TiO_2 - Ti/Zr$ [7] мафит-ультрамафиты даек Чёрный Исполин и Меридиональная соответствуют СОХ. На диаграмме $Zr/Y - Nb/Y$ [2] фигуративные точки составов исследуемых пород попадают преимущественно в область пород образовавшихся из магм не плюмовых источников. Они размещаются в краевых частях полей нормальных базальтов СОХ и базальтов островных дуг, перекрывающихся полем базальтов нижней деплетированной мантии с плюмовой составляющей (НДМ).

Весьма важным вопросом является геохимический тип мантии, являющейся источником магм с которым связаны коматииты – исследуемые мафит-ультрамафиты. В настоящее время выделяются следующие типы современных мантийных источников: ДМ – деплетированная мантия, РМ – примитивная мантия, ЕМ – обогащенная мантия, которым присущи определённые геохимические особенности [4]. Так из вариационных диаграмм – $Ti-Zr$ и $Y-Zr$ следует, что источником мог служить обогащенный тип мантии (ЕМ). Эти результаты находят своё подтверждение и на других геохимических диаграммах $(Gd/Yb)_N - (Al_2O_3/TiO_2)$ и $(La/Sm)_N - Al_2O_3/TiO_2$ [7]. Повышенные отношения La/Nb (1.3-3.8) и La/Ta (13.3-38.7) в породах даек позволяют предположить, что исходный для них магматический расплав образовывался в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии [6]. Однако насыщенность исследуемых пород даек высокозарядными некогерентными элементами, отрицательные аномалии в области Ta, Nb, U, Zr невысокие значения отношений несовместимых элементов Th/Ce (0.03-0.05), Th/Ta (3.5-4.4) близкие к таковым в базальтах, произведённых за счёт мантийных источников [6], могут свидетельствовать как о коровой контаминации базитового расплава, так и о флюидонасыщенном литосферном источнике.

Работа выполнена в рамках Гос. Задания ИГиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 384 с.
2. **Condie R.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491-504.
3. **Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al.** The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. // *Lithos*. V. 37. 1996. P. 245-260.
4. **Nisbet E.G.** The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. // In Arndt N.T., Nisbet E.G. (Eds.), *Komatiites*. London, Allen and Unwin. 1982. P. 501-520.
5. **Robin – Popieul C.C.M., Arndt N.T., Chauvel C. et al.** A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention. // *Jorn. Petrol.* 2012. V.53. N 11. P. 2191-2229.
6. **Sun S.S., Mc. Donough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. // *Magmatism in the ocean basins.* / Eds A.D. Saunders, M.J. Norri. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.
7. **Wilson A.N., Versfeld J.A.** The Early Archean Nondweni greenstone belt, southern Kapvaal Craton, south Africa, Part II. Characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis. // *Precam.* 1994. Vol. 67. P. 227-320.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЛЬВИНОЙ ПАСТИ (О. ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)

Дегтерев А.В., Рыбин А.В.

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

Кальдера Львиная Пасть в южной части о. Итуруп (Южные Курилы) является одной из наиболее крупных верхнеплейстоцен-голоценовых кальдер Курило-Камчатской островодужной системы. Ее размеры составляют 7×9 км, площадь кальдерной полости - ~ 45 км², что сопоставимо с такими известными кальдерами как, например, Санторини (3600 л.н., Греция), Кракатау (1863 г., Индонезия), Курильское озеро (8400 л.н., Камчатка) [1; 3; 5; 6].

В 2013-2014 гг. авторами были проведены комплексные геолого-вулканологические исследования, направленные на изучение последствий кальдерообразующего извержения Львиной Пасты. Было установлено, что в самом конце позднего плейстоцена с кальдерой Львиная Пасть ассоциировалось, по крайней мере, два катастрофических эксплозивных извержения – LP-I и LP-II [2]. **Настоящее исследование посвящено рассмотрению особенности вещественного состава продуктов этих извержений.**

Валовый химический состав образцов 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, микроэлементы – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США) аналитиками Г.И. Горбач, Е.А. Ткачиной, Н.В. Хуркало. Обработка результатов химических анализов осуществлялась в программе «PetroGraph» [4].

Пирокластические отложения Львиной Пасты обрамляют сомму и сплошным пемзовым чехлом перекрывают перешейки Рока и Дозорный. Общая площадь отложений ближней зоны превышает 50 км². Мощность пирокластики, судя по береговым обнажениям и эрозионным врезам, изменяется от нескольких десятков метров до 100-150 м.

Обломки ювенильной пирокластики извержений LP-I и LP-II представлены сильнопористым пемзовым материалом светло-серого, почти белого, цвета. Основная масса обломков породы имеет флюидально-волокнистую текстуру и состоит преимущественно из вулканического стекла, которое содержит до 10-15% фенокристаллов. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза, пироксена и кварца. Кроме того, встречаются редкие кристаллы амфибола. В пробах пепла, по сравнению с обломками пирокластики, содержание вулканического стекла существенно выше.

Ювенильная пирокластика Львиной Пасты представлена дацитами и риолитами с SiO_2 68.90-74.55 мас. % (здесь и далее – содержание петрогенных элементов дается в пересчете на 100% сухого вещества). При этом абсолютное большинство образцов, имеющих дацитовый состав, очень незначительно ($\sim 1\%$) варьирует по уровню SiO_2 – от 68.52 до 69.55 (мас. %). Резургентный материал из отложений пирокластического потока отвечает андезиту (59.73 мас. % SiO_2). На классификационной диаграмме K_2O-SiO_2 большая часть составов попадет в поле низкокалийевых пород, формируя компактный рой почти на самой границе с полем умереннокалийевой серии. Исключение составляют образцы пирокластики № 8/9/13 и 13/9/13П, являющиеся вместе с тем наиболее кислыми разностями из всех изученных пород. Образец резургентного материала из пирокластического потока соответствует полю пород низкокалийевой серии.

Вещественный состав лавовых потоков, экструзивных куполов и даек варьирует в более широких пределах, образуя ряд от андезибазальтов до дацитов с содержанием SiO_2 от 50.90 до 65.39 мас. %. Отношение SiO_2 - K_2O демонстрирует петрохимические особенности аналогичные кальдерной пирокластике: точки состава образцов концентрируются вдоль границы, разделяющей породы умеренно- и низкокалиевой серии. При этом большая часть из них сосредоточена в поле последней. В целом, все образцы, приуроченные к вулcano-магматической системе Львиной Пасти, демонстрируют довольно четко выраженный тренд, свидетельствующий о едином магматическом источнике.

Вариации петрогенных элементов в зависимости от содержания SiO_2 обнаруживают стандартные для островодужных серий тенденции: с увеличением SiO_2 возрастают концентрации щелочей, содержание остальных элементов напротив снижается.

Спектры распределения нормированных значений редкоземельных элементов и микроэлементов характеризуются типичными для островодужных вулканитов относительно высокими концентрациями крупноионных литофильных и легких редкоземельных элементов, при характерных низких значениях высокозарядных элементов, выраженных минимумами Ta и Nb. Для ряда образцов (№ 3/9/13, 4А/9/13, 8/9/13) отмечается слабовыраженная отрицательная европиевая аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза в магматической камере.

Следует отметить, что сравнение состава образцов ювенильной пемзовой пирокластики Львиной Пасти по содержанию петрогенных оксидов, редкоземельных элементов и микроэлементов с аналогичными продуктами кальдеры Перешеек Ветровой (о. Итуруп) не обнаруживает каких-либо существенных отличий между ними. На вариационных диаграммах фигуративные точки пирокластики Перешейка Ветрового группируются в поле образцов Львиной Пасти. Спектры нормированных значений редкоземельных элементов и микроэлементов также демонстрируют практически полное соответствие составам продуктов Львиной Пасти. Подобная ситуация, имеющая петрогенетические причины, обусловлена, возможно, тождеством термобарогеохимических условий и составов плавящегося субстрата, однако рассмотрение данного вопроса выходит за рамки настоящего исследования и будет рассмотрено в отдельной работе.

Авторы признательны своим коллегам из ИМГиГ ДВО РАН, а также А.Н. Кораблеву за помощь в проведении полевых работ на о. Итуруп. Исследования выполнены при поддержке грантов ДВО РАН (№ 16-1-1-039 э) и Правительства Сахалинской области.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др.** Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5-32.
2. **Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г. и др.** Катастрофические эксплозивные извержения Львиной Пасти (о. Итуруп): стратиграфия и геохронология // Материалы всероссийской научной конференции «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска», 26-30 мая 2015 г. Т. 2. 2015. С. 210-214.
3. **Druitt T.H., Francaviglia V.** Caldera formation on Santorini and the physiography of the islands in the late Bronze Age // Bulletin of Volcanology. 1992. V. 54. Issue 6. P. 484-493.
4. **Petrelli M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A.** PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. 15 pp. doi:10.1029/2005GC000932.
5. **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 // J. Volc. Geotherm. Res. 2004. V. 136. P. 199-222.
6. **Self S., Rampino M.** The 1883 eruption of Krakatau // Nature. 1981. № 294. P. 699-704.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ НИКОЛАЙШОРСКОГО МАССИВА

Денисова Ю. В.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, vulden777@yandex.ru

Николайшорский массив приурочен к Няртинскому блоку и образует вытянутое в северо-северо-западном направлении узкое согласное пластовое тело длиной 4 км при средней ширине 1,5 км (рис. 1.). К Николайшорскому массиву так же можно отнести гранитоидное тело, расположенное южнее. Более мелкие гранитные тела локализуются в основном на периферии няртинского комплекса. Согласно А.М. Пыстину, строение Николайшорского массива неоднородно. Среди гранитоидов выделяются две основные разновидности: плагиограниты и нормальные кали-шпатовые граниты. Эти граниты в основном имеют гнейсовидный облик и взаимные переходы к гнейсам и кристаллическим сланцам, поэтому более подходящее название для этих пород плагиогранито- гнейсы и гранито- гнейсы. Гранито- гнейсы развиваются преимущественно за счет плагиогранито- гнейсов и пространственно тесно связаны с ними. Кроме пород гранитного ряда, составляющих основной объем Николайшорского гранитного массива, в его составе встречаются в различной степени гранитизированные метаморфиты няртинского комплекса [3].

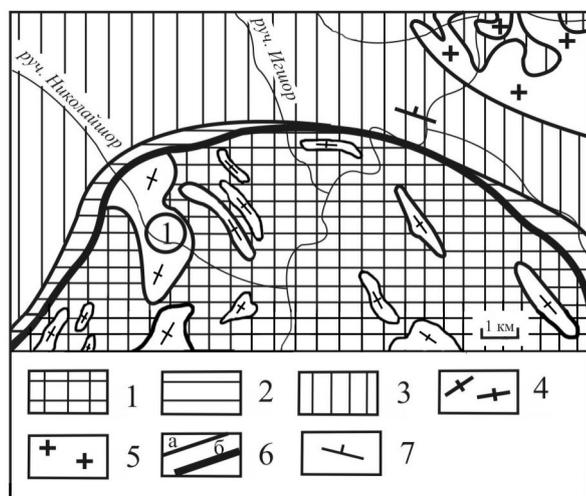


Рис. 1. Николайшорский гранитный массив (по А.М. Пыстину [4]).

1 – биотитовые и двуслюдяные гнейсы с простоями амфиболитов; 2 – известковистые кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболовые сланцы; 3 – слюдяно- кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, метапорфиры, кварциты; 4 – гранито-гнейсы; 5 – граниты; 6 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 7 – элементы залегания плоскостных структур.

Массивы (цифры в кружочках): 1 – Николайшорский.

На основании содержания кремнезема изучаемые породы относятся к силикатной группе кислого ряда (содержание SiO_2 превышает 64%). Средний состав изучаемых пород Николайшорского массива ($\text{SiO}_2 = 75,61$ масс. % (74,20 масс. %–76,20 масс. %), $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,88$ масс. % (6,81 масс. %–8,47 масс. %)) отвечает лейкограниту. Согласно диаграммам щелочности Тейлора граниты относятся к калиево- натриевому типу, а по содержанию K_2O – могут быть определены как высоко- калиевые. По величине коэффициента глиноземистости ($al' = 6,33$ (5,47-8,44)) граниты представляют собой высокоглиноземистые породы. Агпайтовый индекс ($K_a = 0,60$ (0,50-0,65)) указывает на преобладание Al_2O_3 над щелочами. В среднем в гранитах отмечается умеренное содержание CaO (0,86 масс. %), MgO (0,28 масс. %), низкое содержание MnO (0,03 масс. %). Отмечается обратная зависимость суммарного железа по отношению к кремнию.

Граниты обогащены легкими редкоземельными элементами в 50-400 раз относительно хондрита, причем наиболее сильно увеличены содержания La, Ce и Nd (рис. 2). Содержание

тяжелых элементов превышает хондритовый стандарт в 5-50 раз. Наиболее сильное повышение содержания отмечается у Gd, Dy, Er, Yb. Дефицит европия сравнительно небольшой, но достаточно четко выраженный ($Eu/Eu^* = 0,18$). Отношение La/Yb (16,27) позволяет говорить, что граниты Николайшорского массива к среднедифференцированному типу. Так же изученным породам свойственно среднее отношение Th/U (2,72), что указывает на сильно проявленные процессы метасоматических изменений. Отношение La/Nb в среднем составляет 2,41, что позволяет предположить, что расплав, сформировавший изученные граниты, является производным литосферного источника.

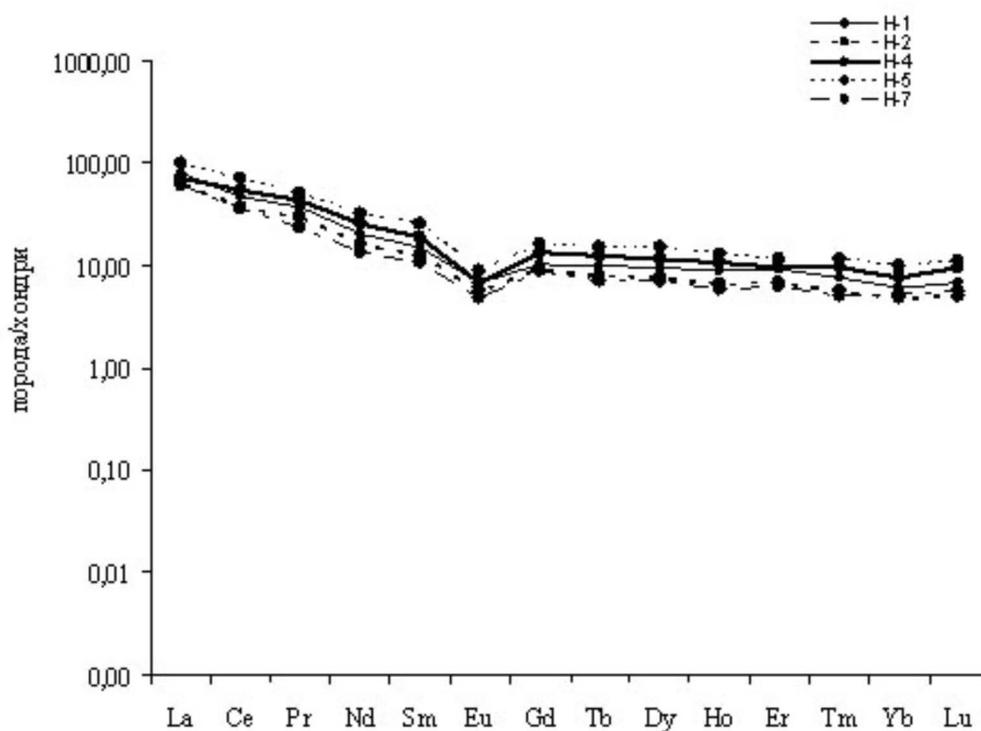


Рис. 2. Содержания редкоземельных элементов в гранитах Приполярного Урала, нормализованные относительно хондрита [5].

Нормированные на гипотетический плагиогранит COX состав рассеянных элементов на спайдеограмме показывают, что изученные гранитоиды обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Th, Nb, Ce, Sm) по отношению к составу гипотетического плагиогранита (рис. 3.).

Граниты Николайшорского массива характеризуются выдержанным уровнем отношений оксидов главных щелочных металлов – K_2O/Na_2O (0,59-1,75), которое позволяет говорить, что родоначальным субстратом вероятно являлся магматический или метамагматический протолит [1]. Преимущественно высококалиевый состав изученных гранитов и повышенное содержание некогерентных литофильных элементов свидетельствует о выплавлении породы в мощной континентальной коре [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

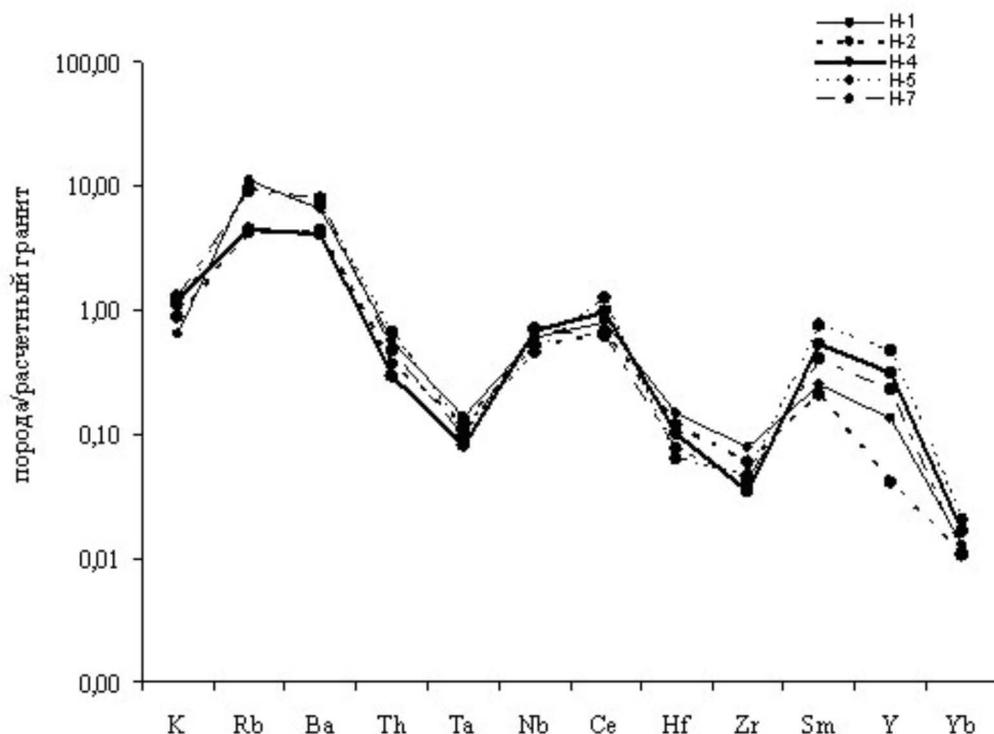


Рис. 3. Геохимический состав гранитов Николайшорского массива, нормализованный по гипотетическому плагиограниту СОХ [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протиуралид – тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.
2. Удоратина О. В., Соболева А. А., Дорохов Н. С., Кузенков Н. А. Петрология пород Ильязского массива (Северный Урал) // Труды Института геологии КНЦ УрО РАН, вып. 113, Сыктывкар: Геопринтэ. 2003. С. 54-73.
3. Пыстин А. М. Полиморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука. 1994. 208 с.
4. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25-38.
5. Pearce J. A., Harris V. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.
6. Sun S. S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179-192.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОАРХЕЙСКОГО РОЯ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК В ПРОЦЕССЕ СУБДУКЦИИ «СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ – КОНТИНЕНТ» (АССОЦИАЦИЯ ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Докукина К.А.

Геологический институт РАН, г. Москва, dokukina@mail.ru

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает ассоциации двух типов, которые включают мафические эклогитовые тела, различающиеся морфологией и происхождением протолитов. Эклогитовая ассоциация Салмы пред-

ставлена эклогитизированными породами океанического происхождения с возрастом протолита ~ 2.9 млрд. лет [4]. Ассоциация Гридино включает эклогитизированные дайки, и фрагменты мафических пород, интегрированные в континентальный субстрат [1, 2]. Реконструированный тепловой режим зоны субдукции соответствует субдукции медленно-спредингового хребта [4]. Геохимия эклогитов ассоциаций Салмы и Гридино позволила представить формирование дайкового роя 2.87-2.82 млрд. лет назад как результат инъекции мафических магм в вышележащую кору активной континентальной окраины с возрастом ~ 3.0 млрд. лет [2, 4]. Континентальная субдукция 2.87-2.82 млрд. лет назад, приведшая к высокобарному метаморфизму даек Гридино, была объяснена расслоением коры активной окраины и последующей субдукцией континентальной коры отдельными пластинами [4]. Дальнейшая неоархейская-палеопротерозойская история Беломорской эклогитовой провинции включала в себя ряд событий, отмеченных кристаллизацией и перекристаллизацией конкретных генераций циркона в 2.72-2.70, 2.39 и ~ 1.9 млрд. лет и единичными зернами цирконов с возрастными 2.3-2.2 Ga. Эти неоархейско-палеопротерозойские события происходили позже формирования даек и связаны с наложенными термальными событиями, вероятно, имеющими плюмовую природу.

Метаморфический комплекс в р-не с. Гридино рассматривается как эклогитсодержащий тектонический меланж архейского возраста [1]. Матрикс меланжа представлен гнейсами, которые по своим характеристикам соответствуют тоналит-трондьемитам и гранитам. Обломочная составляющая меланжа представлена амфиболитами, ретроградно измененными эклогитами, цоизититами, метапироксенитами, метаморфизированными габброидами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, кальцифирами и мраморами.

Структуры меланжа пересекает рой эклогитизированных мафических даек. В большинстве случаев дайки представляют собой типичные трещинные интрузивы, прорывающие вмещающие породы, однако часто можно наблюдать, как деформированные дайки включены в структурный рисунок зоны меланжа: подверглись складчатости, конформной вмещающим гнейсам, будинажу, формированию метаморфической полосчатости и сопутствующей мигматизации [2]. Крайние степени структурного преобразования даек – это преобразование их в амфиболитовые прослои в зонах интенсивных сдвиговых деформаций.

Метаморфическая история пород ассоциации Гридино, включает проградную стадию (начинающуюся с уровня 4-5 кбар при температуре среды 600 °С с дальнейшим повышением давления и температуры), фиксируемую по минералам в дайках [2]; эклогитовую стадию (с минимальной оценкой пикового давления 15-17 кбар); стадию декомпрессии в условиях гранулитовой фации повышенных давлений ($P = 10-13.5$ кбар, $T = 800-850$ °С); и ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации ($P = 7.9-9.6$ кбар, $T = 530-700$ °С). Косвенные петрологические данные и термобарометрические расчеты указывают на то, что параметры эклогитового метаморфизма в Беломорской эклогитовой провинции по давлению могли достигать уровня ультравысокобарического метаморфизма [2].

Недеформированные дайки имеют прямолинейные интрузивные ограничения, содержат ксенолиты гнейсов, характеризуются наличием тонких регулярно ориентированных апофиз. В некоторых случаях мафический расплав занимает позицию сопряженных трещин риделя (рис. 1б), характеризующих внедрение даек в хрупкую среду, испытывающую сдвиговую деформацию.

На острове Избная Луда были проведены исследования соотношений метаморфизованных мафических даек и тектонических брекчий, сформированных в результате компрессионных хрупко-пластических деформаций. Брекчии представлены тонкополосчатыми плагиогранито-гнейсами, играющими роль матрикса, внутри которого локализуются небольшие фрагменты эклогитов, тоналитов, плагиогранитов и микроклиновых гранитов; породы имеют пре-

обладающее северо-западное и субширотное простирание полосчатости и рассечены различно ориентированными разрывами небольшой протяженности (не более первых метров). Смещения по разрывам создают брекчиевидные текстуры пород (рис. 1в). Встречаются разрывы, заполненные светло-серыми тонкозернистыми аплитовидными метапсевдотрахиллитами (рис. 1г). Брекчированные породы пересекаются базитовыми дайками – двумя генерациями габброноритов и поздними метагаббро. Дайки являются верхним ограничением времени процессов брекчирования и формирования псевдотрахилитов. Исследования структуры тектонических брекчий и соотношений их с синтектоническими дайками позволили предложить модель реализации сейсмических деформаций с формированием тектонических брекчий и последующим внедрением мафических даек в активную окраину Кольского континента при субдукции срединно-океанического хребта мезоархейского океана Салма.

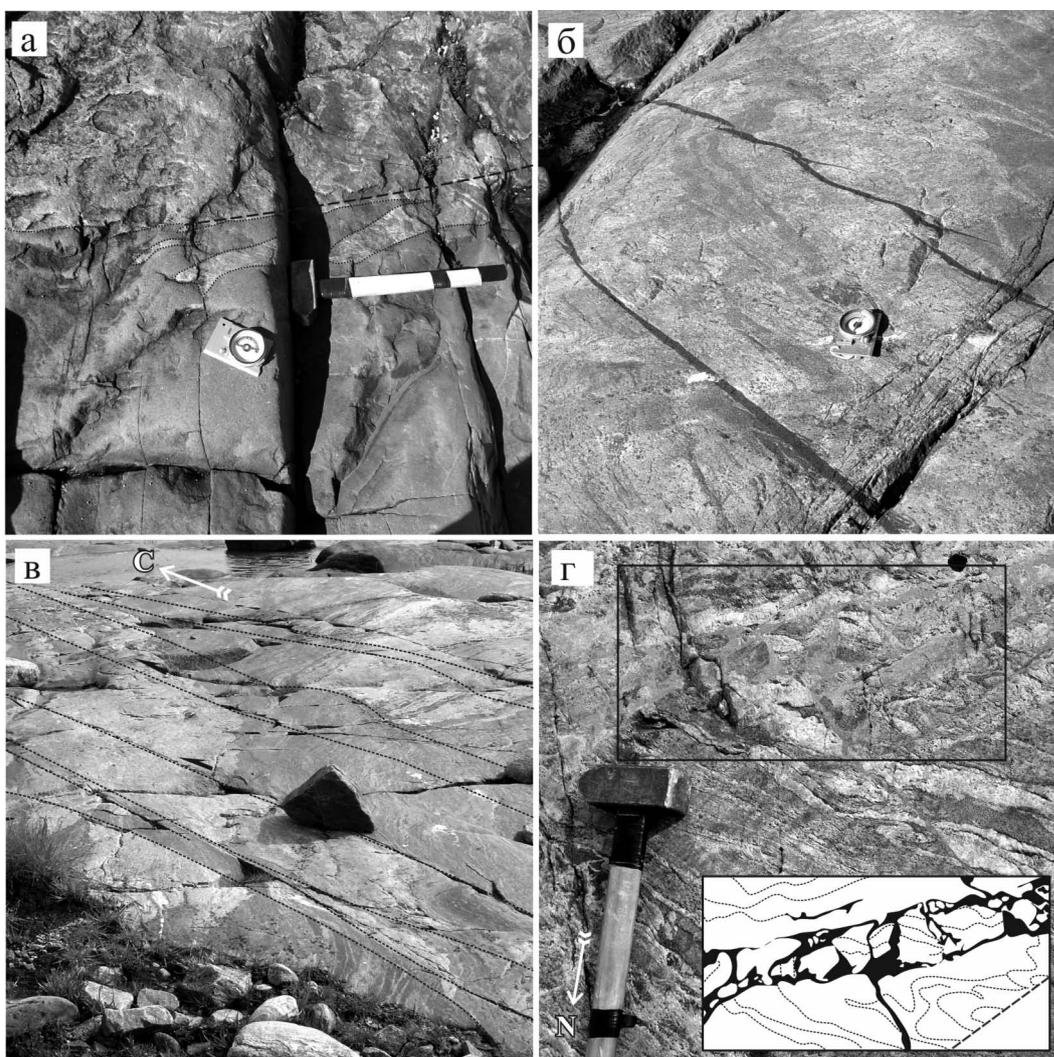


Рис. 1. Полевые фотографии эклогитовой ассоциации Гридино на субгоризонтальной поверхности, о-в Избная Луда:

а) закономерно ориентированные апофизы крупной дайки метагаббро; б) Маломощные дайки метагаббро, морфология которых и соотношение с вмещающими породами указывают на то, что мафический расплав внедрялся по системе хрупких эшелонированных трещин; в) структура тектонических брекчий; г) субширотный разрыв, заполненный аплитовидной массой метапсевдотрахиллита, содержащей обломки плагиогнейсов и микроклиновых гранитов.

На субдукционных границах происходят основные сейсмогенные процессы Земли. В верхних частях субдуцирующей плиты обычно находится асейсмичная зона, которая связывается с наличием в субдукционном канале обводненных осадков, выступающих в качестве смазочного вещества. Температуры от 100 до 150 °С считаются верхним пределом развития области сейсмогенных деформаций в зоне субдукции и по-видимому связаны с изменением физических свойств осадочных пород, а именно с обезвоживанием смектитовых глин, иллита и хлорита в этом диапазоне температур [7]. Нижний предел сейсмогенной зоны приурочивают к изотерме 350 °С, где в кварц-полевошпатовых породах происходит переход от хрупких к пластическим деформациям (300 °С – началом пластической деформации кварца и началом текучести полевого шпата – 450 °С) [5]. Эта температура хорошо согласуется с максимальной глубиной землетрясений в пределах континентальной коры [6].

Реконструкция проградного РТ тренда субдукционных эклогитов Беломорской эклогитовой провинции показывает, что при температурах 350-450 °С породы находились на глубине 10-15 км (3-4.5 кбар). Для континентальных пород Гридино оценку проградного тренда для этого интервала температур определить напрямую невозможно. Однако глубина внедрения мафических даек, которые мы считаем производными погружающегося в зону субдукции срединно-океанического хребта, соответствует 4-5 кбар [2].

В начале погружения спредингового центра в зону субдукции в висячем крыле, сложенном континентальными породами Кольского континента возникли избыточные напряжения, реализовавшиеся в виде объемной зоны компрессионных деформаций. Амплитуда перемещений характеризуется небольшими взбросо-сдвиговыми смещениями и развитием псевдохилитов, которые также указывают на компрессионный режим. Дислокации предшествовали всем метаморфическим преобразованиям пород, связанных с глубокой субдукцией. Время этого события вероятно находится в интервале между началом погружения спредингового центра (2,9 млрд. лет) и началом внедрения мафических даек (2,87 млрд. лет). Далее в результате продолжающегося процесса субдукции избыточные напряжения были сняты за счет растягивающих усилий спредингового центра и формирования субдукционного окна. Современным аналогом является субдукционное окно, сформированное при пологой субдукции хребта Кокос под Карибскую плиту [3]. Субдукционное окно послужило источником для мафических расплавов в период 2,87-2,82 млрд. лет. В этот период субдукционное окно расширилось, внедрилось несколько генераций мафических расплавов, занимая все более широкий ареал, мантийные магмы взаимодействовали с континентальными породами Кольской активной окраины, в нижних горизонтах коры в результате разогрева шли процессы анатексиса и метаморфизма. В конце этого периода на рубеже 2,82 млрд. лет, по-видимому, возобновились субдукционные процессы, завершившиеся процессами коллизии континентальных масс, расслоением коры на активной окраине и последующей субдукцией континентальной коры отдельными пластинами [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова, Конилов А.Н., Кузенко Т.И.** Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.
2. **Dokukina K.A., Konilov A.N.** Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // In: (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) UHPM: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. Chapter 18. P. 579-621.
3. **Johnston S.T., Thorkelson D.J.** Cocos–Nazca slab window beneath Central America // Earth Planet. Sci. Let., 1997. V. 146. P. 465-474.
4. **Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N.** The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research, 2014. V. 25. P. 561-584.
5. **Scholz C.H.** The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting // Geol. Rundsch., 1988. V. 77. № 1. P. 319-328.

6. Tse S. T., Rice J. R. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties // J. Geophys. Res., 1986. V. 91. P. 9452–9472.

7. Wang C. Y. Sediment subduction and frictional sliding in a subduction zone // Geology, 1980. V. 8. P. 530–533.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕРМАНИЕНОСТИ УГЛЕЙ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕРМАНИЯ В УГЛЯХ И ИХ ЗОЛАХ МЕТОДАМИ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ И РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА

Зарубина Н.В.¹, Иванов В.В.¹, Блохин М.Г.¹, Арбузов С.И.², Ноздрачев Е.А.¹, Жао Ц.³

*¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: d159327@yandex.ru*

*²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск
³Хэбэйский инженерный университет, г. Хэбей, КНР*

Ранее исследования неорганического вещества угля были, в основном, ориентированы на оценку распределения и формы нахождения токсичных и потенциально опасных элементов (Hg, As, Be, F, Pb, V, Ni, Cr, Mn). Из ценных элементов специализированные исследования традиционно проводились лишь на уран и германий. В последние два десятилетия стали уделять большое внимание изучению возможности попутного извлечения большой группы ценных элементов-примесей (Ge, U, Ga, Pb, Zn, Mo, Se, Au, Ag, Re, РЗЭ) из углей [6].

Угли традиционно считаются трудным объектом для аналитических исследований с целью оценки содержаний в них элементов-примесей. Это связано со сложностью выполнения пробоподготовки к анализу, спецификой угольной пробы и физико-химическими свойствами определяемых элементов. Исключение составляет лишь нейтронно-активационный анализ (ИНАА). Для него не требуется специальной пробоподготовки, а угольная матрица весьма благоприятна для проведения анализа. Основной недостаток здесь – ограниченный спектр анализируемых элементов. В связи с этим, в настоящее время появляется значительное число работ, посвященных элементному анализу угольных материалов современными аналитическими методами и комплексной оценке металлоносности месторождений угля [1, 5].

Единственным металлом, который традиционно уже более полувека добывается из углей и продуктов углепереработки, является германий. Его применение охватывает наукоемкие технологии, связанные с космическими исследованиями, волоконно-оптическими средствами связи, с производством инфракрасной техники и катализаторов, полупроводниковых детекторов и тепловизоров [7].

Для количественного определения этого элемента предложен ряд методик, в том числе по ГОСТ 10175-75 «Метод определения содержания германия» [3].

Но поскольку современные инструментальные методы позволяют определять широкий спектр элементов в углях и золах, одновременно, то представляет интерес оценить возможности этих методов для определения содержания в них и германия.

Цель настоящей работы – оценить возможность корректного определения содержаний германия в углях и золах углей методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА).

Материалом исследования в данной работе были пробы германиеносных углей с участка «Спецугли» Павловского бурогоугольного месторождения (Приморье) и образец золы угля с высоким содержанием германия.

Применение метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) обеспечивает уникальную возможность одновременного прямого определения широкого спектра элементов в динамическом диапазоне концентраций до 9 порядков и более.

Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой предусматривает переведение анализируемых проб в раствор. Для разложения исследуемых образцов нами была выбрана аналитическая схема с использованием фтористоводородной, азотной и хлорной кислот. При таком разложении происходит разрушение силикатной структуры вещества и последующее удаление кремния в виде летучего соединения фторида кремния SiF_4 [2]. Выбранный способ вскрытия анализируемых проб является наиболее подходящим в случае использования такого высокочувствительного метода элементного анализа как ИСП-МС, поскольку удаление из образца силикатной матрицы снижает солевую нагрузку на ИСП-инструмент и обеспечивает наиболее низкие пределы определения следовых элементов.

Что касается германия, то по результатам некоторых исследований не исключены потери этого элемента при такой обработке [2]. Для проверки правильности определения содержания германия с использованием указанной схемы был использован сертифицированный раствор, содержащий германий ICP-MS-68-B Solution B (High-purity standards), который вводили в исследуемые пробы перед их вскрытием. Результаты последующего анализа ИСП-МС показали отсутствие таких потерь.

Навески образцов массой 0,05 г помещали в тефлоновые бюксы, приливали по 0,5 мл HClO_4 , 1 мл HNO_3 и 2,5 мл HF («suprapur», Merck) и оставляли на ночь при комнатной температуре. Далее содержимое бюксов упаривали до влажных солей при температуре 140-150 °С. Проводили повторную обработку 2 мл HF. После упаривания растворов бюксы охлаждали, к осадку приливали 3-5 мл деионизированной воды (тип I) и снова упаривали до влажных солей. Затем добавляли 1 мл HNO_3 и нагревали до влажных солей. После этого в бюксы приливали по 5 мл 10% HNO_3 , нагревали до растворения солей. Полученные растворы переносили в мерные полипропиленовые колбы вместимостью 50 см³ и доводили их до метки деионизированной водой (тип I). Фактор разбавления составил 1000.

Для ИСП-МС измерения германия отбирали по 1 см³ полученных растворов и проводили дополнительное разбавление растворов проб в 10 раз 2% HNO_3 для снижения солевого фона.

Анализ проб на Ge был выполнен на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7700x (Agilent Technologies, Япония).

Система ввода образцов ИСП-МС прибора была представлена микроконцентрическим распылителем *MicroMist* (200 мкл/с), Пельтье-охлаждаемой кварцевой распылительной камерой Скотта и заземленной горелкой Фассела. Использовались никелевые конуса сэмплера и скиммера. Настройка прибора проводилась по специальному раствору, содержащему 1 мкг/л Li, Mg, Co, Y, Ce и Tl (Agilent Technologies, США) таким образом, чтобы достичь максимальной чувствительности при минимальном значении уровня образования ионов оксидов и двузарядных ионов. Настройка напряжения на ионной оптике позволяла достичь низкой величины дрейфа аналитического сигнала во времени.

Природный германий состоит из смеси пяти изотопов: ⁷⁰Ge (20,55 %), ⁷²Ge (27,37 %), ⁷³Ge (7,67 %), ⁷⁴Ge (36,74 %), ⁷⁶Ge (7,67 %). 1-ый потенциал ионизации германия составляет 7,88 эВ. Германий более чем на 90% ионизируется в аргоновой плазме, что обеспечивает достаточно хорошую чувствительность определения ИСП-МС методом.

Определение Ge рационально проводить по его двум наиболее распространенным изотопам – ⁷²Ge и ⁷⁴Ge. Изобарные наложения на них отсутствуют. Хотя имеют место несколько полиатомных интерференций, которые необходимо отслеживать и, по-возможности, устранять. Это интерференции от Ni, Fe, K, двузарядных РЗЭ, серы и хлора. Данные элементы всегда

присутствуют в определяемых объектах в достаточно высоких концентрациях.

В нашей работе устранение полиатомных интерференций было проведено за счет коррекции фона с использование столкновительной ячейки прибора, наполняемой гелием. Механизм ее работы подробно описан в [4]. Влияние двузарядных ионов контролировалось эмпирически и, при необходимости, корректировалось математически.

Рентгенофлуоресцентное определение концентраций германия в золах углей проводилось на сканирующем волновом спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия).

Пробоподготовка заключалась в прессовании 7 г порошкообразной золы угля в таблетку диаметром 40 мм на полуавтоматическом прессе НТР-40 (Herzog, Германия).

Выбраны следующие параметры спектрометра: рентгеновская трубка с Rh-анодом, напряжение 40 кВ, ток 50 мА; Al фильтр первичного излучения толщиной 200 мкм; коллиматор Соллера с расходимостью 0.23°; кристалл-анализатор LIF220, сцинтилляционный детектор. Измерение интенсивности фона проводилось с одной стороны от аналитической линии (+0.45°). Время измерения интенсивностей на аналитической линии – 40 с и на фоновой позиции – 20 с. Искусственные смеси на основе угля и оксида германия с рассчитанными концентрациями германия от 0 до 2500 г/т использовались для построения калибровочной кривой. Коррекция матричных эффектов проводилась методом стандарта-фона по некогерентно рассеянному излучению. Проводилось 4 параллельных измерения, данные по которым усреднялись. Нижний предел обнаружения германия составил 1 г/т.

Результаты сравнительного определения Ge в образцах угля и золы приведены в таблице.

Таблица. Результаты сравнительного определения Ge в образцах угля и золы, г/т.

Проба	Метод	
	ИСП-МС	РФА
Уголь	1487±45	1500±70
Зола угля	51108±202	52000±250

Правильность процедуры определения контролировали по результатам анализа образцов ЗУК-1 (ГСО №7125-94) (СО состава золы бурого угля КАТЭКа) с аттестованным содержанием германия 2,3±0,4 г/т и JR-1 (Геологическая служба Японии) с рекомендованным значением содержания германия 1,88 г/т. Стандартные образцы были подобраны таким образом, чтобы содержание в них Ge находилось на нижней границе определяемого интервала.

Получаемые нами значения находились в доверительном интервале (P=95%) данной величины. Средние квадратичные отклонения результатов определения не превышали 15%, что соответствует критериям качества выполнения количественного элементного анализа, принятых в геохимических исследованиях.

На основании полученных данных можно заключить, что предложенные методики измерений могут быть эффективно использованы для выполнения анализа углей и продуктов их сжигания при оценке содержания германия в германиеносных углях.

Исследование выполнено в Центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-55-53122 ГФЕН_a.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алов Н.В., Шаранов П.Ю. Новые способы пробоподготовки угольных материалов для рентгенофлуоресцентного анализа с полным внешним отражением. // Вестник Моск. Ун-та. 2015. Т. 5. № 2. С. 59-64.
2. Бок Р. Методы разложения в аналитической химии. Пер. с англ. / Под ред. А.И. Бусева и Н.В. Трофимова. М.: Химия. 1984. 432 с.
3. ГОСТ 10175-75 «Угли бурые, каменные, антрациты, углистые аргиллиты и алевролиты. Метод определения содержания германия». М.: Изд-во стандартов. 1991. 10 с.
4. Лейкин А.Ю., Якимович П.В. Системы подавления спектральных интерференций в масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Ж. аналит. химии. 2012. Т. 67. № 8. С. 752-762.
5. Олейникова Г.А., Кудряшов В.Л., Вялов В.И., Фадин Я.Ю. Особенности анализа микроэлементов в бурых углях методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. // Химия твёрдого топлива. 2015. № 2. С. 51-58.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 538с.
7. Claeys Cor L., Simoen E. Germanium-based technologies: from materials to devices. Berlin [etc.]: Elsevier, 2007. 449 p.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ЛЕЙКОГРАНИТОВ СОКОЛИНОГО КАМНЯ, ВЕРХИСЕТСКИЙ МАССИВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Зинькова Е.А.¹, Монтеро П.², Беа Ф.²

¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской Академии наук, г. Екатеринбург, e-mail: zinkova@yandex.ru

² Университет города Гранада (Испания), e-mail: pilar_montero@me.com

Гранитоидные батолиты являются важной составляющей континентальной коры и решать проблемы ее происхождения целесообразно на хорошо изученных, более крупных и сложноустроенных батолитах. Таковым является Верхисетский массив, расположенный вблизи г. Екатеринбурга в пределах палеоокраинно-континентальной области Среднего Урала. Выполненные ранее исследования [1-3] показали, что образование гранитоидов массива происходило в два этапа. В течение первого формировались плутоны тоналит-трондьемитового состава с возрастом 380-369 млн. лет, в условиях активной континентальной окраины. В течение второго этапа происходило внедрение плутонов гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава с возрастом 315-300 млн. лет в связи с ранним эпизодом коллизионного магматизма. Среди гранитоидов этого этапа отмечаются не характерные в целом для массива, редкие разновидности пород – мусковит-гранатовые лейкограниты, выполняющие скальные выходы Соколиного Камня и г. Каменной в пределах северской структуры Верхисетского массива. Нами были изучены лейкограниты Соколиного Камня.

Лейкограниты выполняют небольшое тело размером 300 x 200 x 100 м среди умеренно-калиевых гранодиоритов северской серии с U-Pb цирконовым возрастом 310 ± 2 млн. лет. Контакт с вмещающими гранодиоритами не наблюдается. Следует отметить, что тело лейкогранитов композиционно вписывается в дугообразную полосу ксенолитов метабазитов среди гранодиоритов северской структуры и находится в ее западной части.

Лейкограниты представлены светлыми от средне- до крупнозернистыми породами массивной текстуры. Состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, мусковита, граната; акцессорные минералы – апатит, циркон, монацит, ксенотим. По количеству циркон значительно уступает монациту, что согласуется с низким содержанием Zr в породе (26.18-33.09 г/т). Гранат образует шпирь, неравномерно распределенные по породе. Иногда в шпирях наблюдается пойкилитовая структура за счет идиоморфных зерен плагиоклаза в гранатовой массе.

Лейкограниты относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии. Содержание K_2O в них колеблется от 3,84 до 3,87 вес. %. Величина индекса глиноземистости (ASI) в лейкогранитах изменяется от 0,94 до 1,02, указывая на их транзитное положение между металлюминиевыми и высокоглиноземистыми сериями. Лейкограниты обеднены TiO_2 (0,03-0,05 вес. %), MgO (0,18-0,23 вес. %), CaO (0,52-0,70 вес. %). Для них характерны глубокие европиевые минимумы, пониженное содержание LREE, низкие содержания Sr (19,16-27,41 г/т), Ba (53,58-66,92 г/т), Zr (26,18-33,09 г/т). Приведенные выше петро- геохимические характеристики мусковит-гранатовых лейкогранитов указывают на высокую степень их дифференциации.

Проба на циркон отбиралась из центральной части лейкогранитового тела. Цирконы выделялись обычным методом, включающим дробление пробы массой 30 кг до фракции 0,5 мм, выделение тяжелой фракции на концентрационном столе и сепарации в тяжелых жидкостях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную на бинокулярном микроскопе. Датирование цирконов проведено на приборе SHRIMP IIe/ ms в лаборатории IBERSIMS (Университет Гранады, Испания). Отобранные вручную цирконы плюс стандарты – несколько зерен циркона Темога, одно зерно SL13 и несколько зерен циркона GAL – помещаются в шайбу диаметром 3,5 см, полируются и фотографируются в отраженном и проходящем свете, во вторичных электронах и методом катодолюминесценции. После интенсивной очистки шайба покрывается золотом толщиной 80 мкм. В каждой выбранной точке анализировалась следующая последовательность изотопов: $^{196}Zr_2O$, ^{204}Pb , $^{204.1}$ фон, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO , ^{254}UO . Первичный пучок, состоящий из $^{16}O^{16}O_2^+$, имеет значение интенсивности от 4 до 5 мкА, с диафрагмой Кохлера в 120 мкм, который создает пятно размером 17 x 20 мкм на цели, вторичный кратер составляет 80 мкм, достигая разрешения около 5000 на 1% высоты пика. Обработка данных осуществляется программой SHRIMPTOOLS, специально приспособленной Ф. Беа к IBERSIMS (доступна на сайте www.ugr.es/~fbea).

Изученные цирконы представлены идиоморфными кристаллами с преобладающей длиннопризматической формой. Почти все цирконы имеют сложное внутреннее строение с неотчетливо выраженной ритмичной зональностью и частыми включениями. Некоторые кристаллы циркона имеют следы дробления и регенерации, что говорит о долгой истории преобразования этих цирконов. В целом для цирконов характерно умеренное содержание U (79,3-185,0 г/т), Th (36,4-104,0 г/т) и Th/U – 0,43-0,60. Малые интервалы этих величин говорят об однородной популяции цирконов. Среднее значение возраста по замерам десяти зерен циркона составило 336 ± 5 млн лет. Эта цифра не может быть принята за возраст кристаллизации лейкогранитов, т.к. они обладают массивной текстурой, что сближает их с условиями, и вероятно, со временем формирования массивных гранитов аятской серии, являющихся самыми молодыми гранитами массива. Таким образом, можно предположить одновременное формирование лейкогранитов Соколиного Камня с гранитами аятского комплекса. Тогда, в силу приведенных выше аргументов, циркон в лейкогранитах может быть унаследованным минералом и его возраст может указывать на возраст источника лейкогранитов.

Лейкограниты характеризуются низким $Isr = ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7043 \pm 0,0021$, таким же, как и в других гранитоидах Верхисетского массива, где отмечается слабое повышение этой величины от окраинно-континентальных (таватуйская серия, $Isr = 0,70435 \pm 0,00002$) к коллизионным (аятская серия $Isr = 0,704371 \pm 0,00003$) сериям. Изотопный состав Sr свидетельствует о большой роли в субстрате гранитоидов коры базитового состава. По изотопному составу Nd гранитоиды различных комплексов Верхисетского массива имеют существенные различия. Так, согласно новым аналитическим данным В.Н. Смирнова и его соавторов [4], гранитоиды окраинно-континентального этапа характеризуются величиной $\epsilon Nd(t) = +4.7$; величина $\epsilon Nd(t)$ для большинства гранитоидов коллизионного этапа изменяется в узком диапазоне от + 5.4 до

+ 5.6, но при этом граниты аятского комплекса, образующие самостоятельные тела по отношению к внутренней структуре батолита, характеризуются низкими значениями величины $\epsilon Nd(t)$ от +1.8 до +2.4. Лейкограниты Соколиного Камня характеризуются величиной $\epsilon Nd(t) = +4.8$, приближаясь к таковой гранитоидов окраинно-континентального этапа. Исходя из выше изложенных изотопных характеристик пород, можно констатировать особенную гетерогенность источника для гранитоидов коллизионного этапа.

Таким образом, можно предположить образование лейкогранитов Соколиного Камня одновременно с гранитами аятского комплекса, в течение раннего эпизода коллизионного магматизма, когда плавлению подвергались различные источники. **U-Pb возраст цирконов из лейкогранитов**, более вероятно, указывает на возраст их субстрата.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 15-05-00576 и УрО РАН, проект № 15-18-5-24.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. U-Pb цирконовый возраст диоритов чусовской серии Верхисетского массива (Средний Урал) // ДАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 72-75
2. Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита. Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1997. 23 с.
3. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Падерин И.П. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов Верхисетского и Краснопольского массивов (Восточный склон Урала) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 50-59.
4. Смирнов В.Н., Ронкин Ю.Л., член-корреспондент РАН В.Н. Пучков, Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. Новые данные о генезисе земной коры Восточного сектора Среднего Урала: Sr-Nd-изотопные ограничения // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 1-6

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПРОЦЕССОВ СУБДУКЦИИ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Калашникова Т.В.¹, Соловьева Л.В.², Костровицкий С.И.¹

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

²*Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: Solv777@crust.irk.ru*

Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок свидетельствуют о том, что в литосферной мантии под древними кратонами происходили процессы, связанные с субдукцией. Многими авторами [2, 3 и другие] было показано, что протолит эклогитов представлял собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую субдуцирование, плавление с образованием карбонатитовых расплавов типа и ТТГ. Значения изотопов кислорода и углерода подтверждают гипотезу о том, что многие мантийные эклогиты поступают из мафической части офиолитовых комплексов, испытавших воздействие морской воды. Кроме того, возникли предположения, что происхождение обогащенных перидотитовых ксенолитов также может быть связано с рефертилизацией деплетированных реститовых гарцбургитов за счет расплавов, которые могут иметь различную природу [5 и другие]. Так, для нескольких образцов гранатовых лерцолитов из трубок Сибирской платформы на основании высокого отношения $\gamma Os (>+85)$ [5] сделан вывод о привносе ^{187}Os и возможном воздействии метасоматизирующих расплавов, возникших за счет рециклированного материала древней океанической коры. Авторы отмечают, что возраст $Re-Os T_{MA}$ для этих образцов (1.7-2.2 млрд лет) соответствует возрасту аккреции Сибирского кратона ~1.9-1.8 млрд. лет [1].

Нами проведены детальные исследования петрографических и геохимических характеристик, изотопного состава мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Куойкское поле, северо-восток Сибирского кратона). Изучаемая трубка имеет верхнеюрский возраст 170-156 млн. лет [6]. Среди ксенолитов трубки по петрографическим признакам были выделены следующие разновидности:

1. Sp, Grt-Sp, Grtгарцбургиты, Grt, Grt-Sплерцолиты и оливиновые вебстериты, а также Grt, Grt-Sпвебстериты, образующие переходы по модальному минеральному составу и химическому составу минералов – так называемая магнезиальная группа (~ 75-80% ксенолитов в трубке Обнаженная). Породы, как правило, имеют неравномернозернистое, грубозернистое сложение с элементами гранобластовой структуры. В пироксенитах и вебстеритах обычны заметно деформированные мегакристаллы (2-7 см) пироксенов с пластинчатыми структурами распада пироксенов, шпинели и граната, окруженные мелко-среднезернистой матрицей из тех же минералов. Распространены структуры распада в минералах, замещение шпинели гранатом в шпинель-гранатовых типах пород. Среди ксенолитов встречаются также сложные образцы, с прилеганием параллельных слоев пород различной литологии. В некоторых образцах данной группы отмечается развитие флогопита и амфибола в виде секущих прожилков, они также замещают пироксен в структурах распада в эксклюзионных мегакристаллах. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Датирование такого флогопита (образец 74-817) дало древний возраст ~1640 млн. лет. В настоящей работе данной группе пород уделено особое внимание.

2. Эклогиты и близкие им по валовому химизму и химизму минералов гранатовые клинопироксениты (~ 10-15% ксенолитов).

4. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 5-8 % ксенолитов). По модальному минеральному составу данные ксенолиты соответствуют гранатовым и безгранатовым вебстеритам, оливиновым вебстеритам и реже лерцолитам. Флогопит содержится в количестве до 70%, развит в виде правильных пластинок, иногда неправильных ксеноморфных зерен с четкими краями, структур распада, а также замещая пироксены и другие минералы под влиянием обогащенных калием и летучими остаточных расплавов.

Валовый химизм выделенных групп пород также различается, на петрохимических диаграммах они образуют дискретные группы точек. Флогопит-ильменитовые породы закономерно отличаются высоким K_2O (до 6 мас.%) и TiO_2 (до 4 мас.%). Породы магнезиальной группы характеризуются достаточно высоким содержанием MgO (43-28 мас.%). При этом в породах с метасоматической Phl – Amph минерализацией отмечены более высокие значения Na_2O , K_2O , CaO , частично TiO_2 и SiO_2 . В геохимическом плане породы магнезиальной группы умеренно обогащены такими элементами, как Ta, Sr, Nd, одновременно отмечается минимум по Ti и Nb, что характерно для базальтов активных континентальных окраин. На графике Th/Yb–Ta/Yb (рис. 1) исследуемые образцы магнезиальной серии располагаются в пределах мантийного тренда, характеризующего вариации индикаторных отношений элементов в ряду между E-MORB и N-MORB.

Также проводились определения изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ отдельных минералов (оливин, гранат, клинопироксен). Исследования были выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) методом лазерного фторирования на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (аналитик Т.А. Веливецкая). В минералах ксенолитов из трубки Обнаженная наблюдаются относительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 2), что указывает на фракционирование кислорода при низкой температуре и может быть связано с воздействием выделявшихся в процессе субдукции флюидов, которые воздействовали на находящиеся выше слои ультрабазитов. Л. Тейлором, З. Специусом и соавторами [2] также отмечались высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ для минералов ксенолитов трубки Обнаженная.

Таким образом, в веществе литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона выявлены геохимические признаки влияния древней субдуцированной океанической коры. Можно предположить, что группа шпинелевых, шпинель-гранатовых и гранатовых лерцолитов, оливиновых вебстеритов и вебстеритов была метасоматизирована за счет расплавов-флюидов из субдуцированного слэба, когда блок Биректинского террейна был аккреирован к Сибирскому кратону.

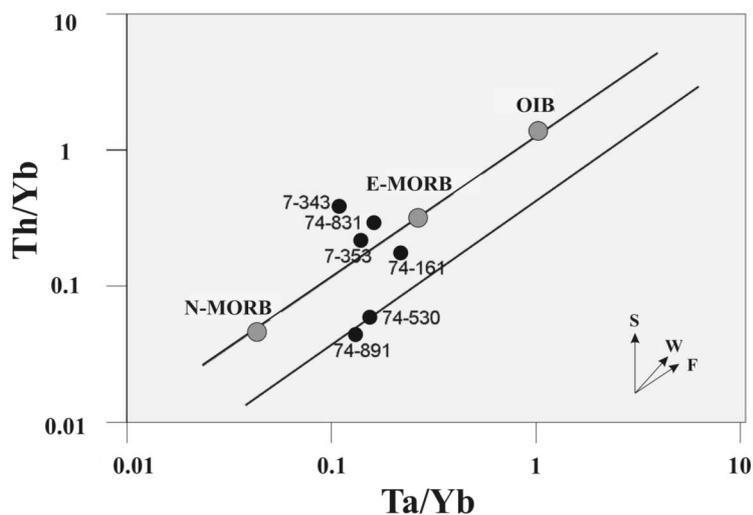


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма Th/Yb – Ta/Yb по [7] для валовых составов ксенолитов магнезиальной группы из трубки Обнаженная (черные кружки). Нанесены составы мантийных источников: OIB – океанические острова, N-MORB и E-MORB – соответственно нормальные и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (серые кружки). Векторы изменения состава расплавов под воздействием: S – субдукции, W – внутриплитных источников, F – фракционной кристаллизации.

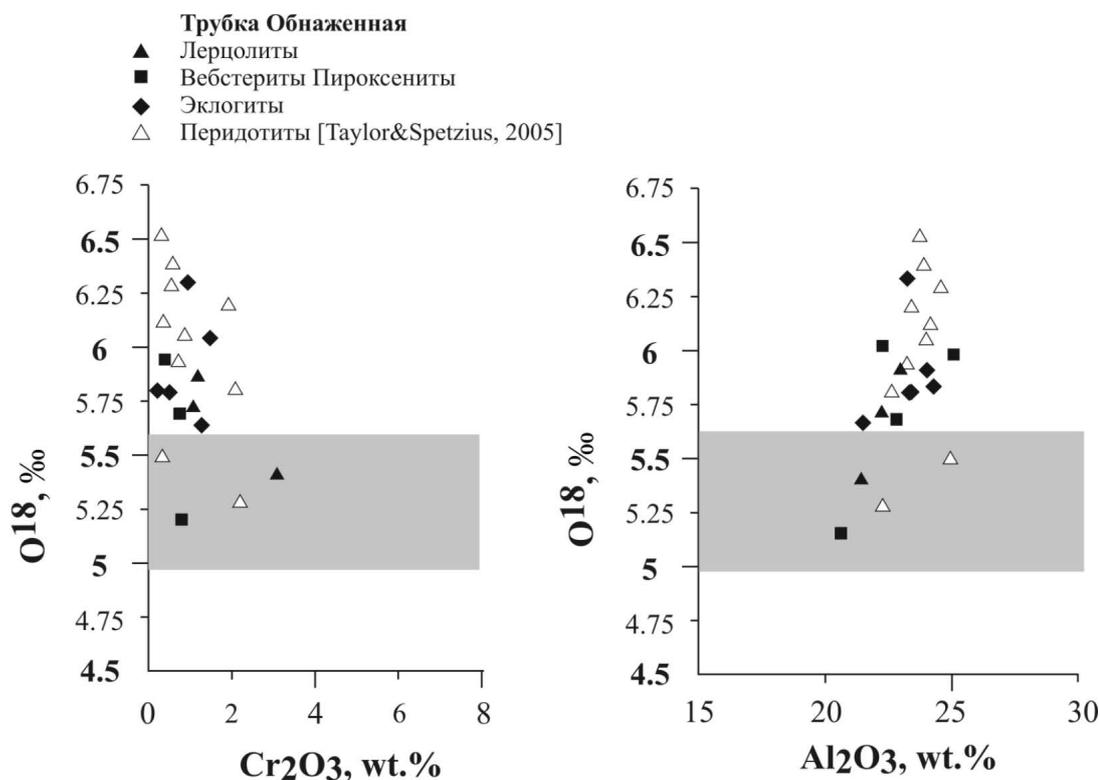


Рис. 2. Зависимость величины $\delta^{18}\text{O}$ от Cr_2O_3 и Al_2O_3 в гранатах из мантийных ксенолитов трубки Обнаженная. Светлые треугольнички – литературные данные – лерцолиты-гарцбургиты[2]. Серое поле – диапазон величины $\delta^{18}\text{O}$ в мантийных гранатах $5,3 \pm 0,3$ [по 4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Розен О.М. Сибирский кратон: Тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3-21.
2. Тэйлор Л.А., Спецнус З.В., Уизли Р., Спикунца М., Вэлли Д.У. Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1198-1206.
3. Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1994. V. 58. P. 5191-5207.
4. Matthey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth Planetary Science Letters, 1994. V. 128. P. 231-241.
5. Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G. et al. Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re-Os isotope systematics // Lithos, 2015. V. 218-219. P. 141-154.
6. Sun Jing, Liu Chuan-Zhou, Tappe S., Kostrovitsky S., Wu, Fu-Yuan, Yakovlev D. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters, 2014. V. 404. P. 283-295.
7. Tomlinson K. Y., Condie K. C. Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry // In Mantle plumes: their identification through time. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 2001. V. 352. P. 341-357.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ НАБАТОВСКОЙ ТОЛЩИ ИЗ ФУНДАМЕНТА УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БИРОФЕЛЬДСКОГО ГРАБЕНА, КАК ИСТОЧНИКОВ СНОСА И ОБОГАЩЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕДКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

Крапивенцева В.В.¹, Иванов В.В.², Колесова Л.Г.², Ноздрачев Е.А.²

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: ver.krap@yandex.ru

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: d159327@yandex.ru

На тихоокеанской окраине Азии широко проявился кайнозойский рифтогенез в виде протяженных систем грабенов различного направления, выполненных терригенными, угленосными болотно-озерно-аллювиальными отложениями с приуроченными к ним месторождениями бурых углей. В кайнозойскую стадию развития Среднеамурского осадочного бассейна (СОБ) образовалось более 30 грабенов, перекрытых общим неоген-четвертичным чехлом, в том числе и Бирофельдский грабен.

Ушумунское бурое угольное месторождение структурно относится к Ушумунскому прогибу в северо-восточной части Бирофельдского грабена. Мощность осадочного выполнения прогиба составляет более 3 км. С юго-востока Бирофельдский грабен и Ушумунское месторождение, в частности, ограничены глубинным разломом Итунь-Илань – разломной ветви системы Тан-Лу [3].

Западное обрамление прогиба и Ушумунского месторождения слагают палеозойские гранитоидные образования и верхнемеловые вулканиты набатовской толщи. На востоке – развиты пермские и нижнетриасовые осадочные отложения, а также отдельные фрагментарные выходы на поверхность или под плиоцен-четвертичные отложения верхнемеловых вулканитов набатовской толщи [1]. По разлому Итунь-Илань, ограничивающему крутой юго-восточный борт Ушумунского прогиба и Ушумунского месторождения также развиты вулканиты набатовской толщи [3].

Ранее (в 1960-1961 гг.) эти эффузивы были частично вскрыты вдоль западной границы Ушумунского месторождения рядом неглубоких углепоисковых скважин и по возрасту отно-

сились к верхнемеловым-палеоценовым образованиям. Решением IV ДВ МРСС (1994 г.) возраст вулканитов набатовской толщи принят позднемеловым [1].

В составе толщи преобладают андезиты и андезибазальты. В ее основании иногда отмечались туфоконгломераты, а в разных частях разреза – лавобрекчии и туффиты (до 60 м) с прослоями туфов и туфоконгломератов. Залегание их близкое к горизонтальному. В наиболее крупном покрове на хр. Шуки-Поктой среди андезитов встречаются потоки дациандезитов и дацитов мощностью 6-10 м. Мощность толщи колеблется от 230 до 500 м [1].

В последние годы (2009-2011) при проведении углеразведочных работ на лицензионной площади ФГУП «Дальгеология» вулканиты набатовской толщи были вскрыты бурением не только в западной прибортовой части Ушумунского месторождения (рис.1 и 2), но и непосредственно под угленосными отложениями чернореченской свиты олигоценового возраста (в верхней части свиты). Их петрографический, химический и микроэлементный состав впервые был изучен по скв. 1212 на глубине 125,5 и 171,4 м, а петрографический состав – по скв. 1207 на глубине 97,5 и 99 м.

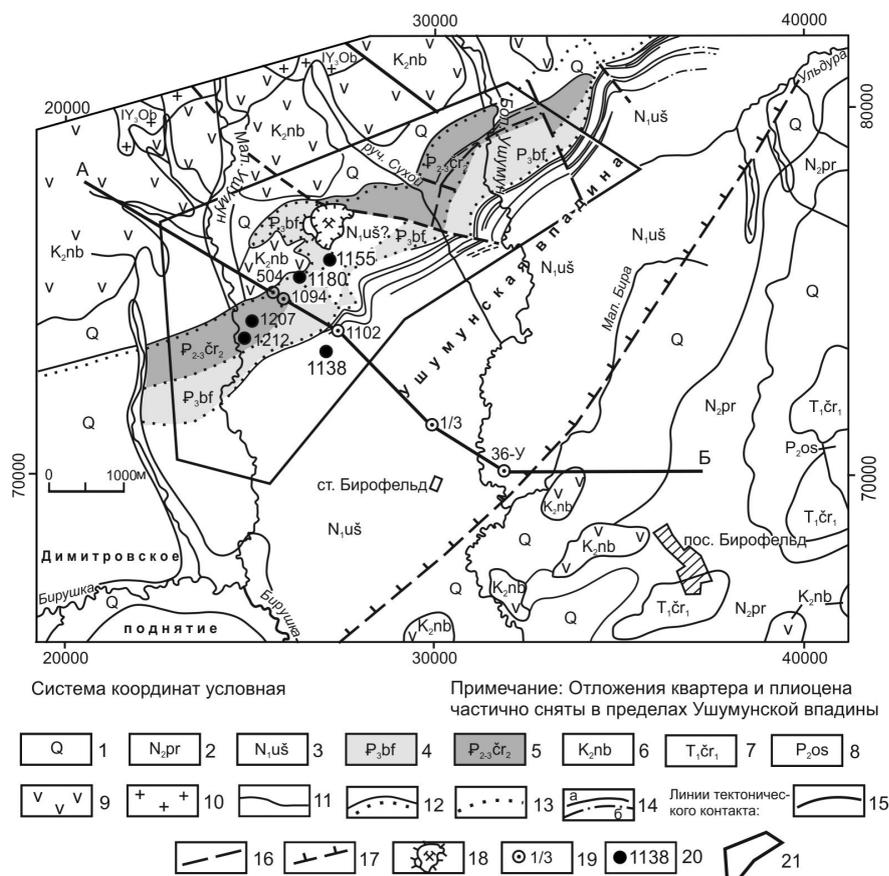


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Ушумунского бурогоугольного месторождения. Составил М.Ф. Кирьянов (Н.А. Дригин, М.Ф. Кирьянов и др., 2011 г., ЗАО ГРК «Дальгеология»).

1 – четвертичные отложения (квартер); 2 – плиоцен, приамурская свита; 3 – миоцен, ушумунская свита; 4 – олигоцен, бирофельдская свита; 5 – эоцен-олигоцен, чернореченская свита; 6 – верхний мел, набатовская толща; 7 – нижний триас, чуркинская свита, нижняя подсвита; 8 – средняя пермь, осактинская свита; 9 – андезиты, андезидациты, лавы, туфы среднего состава; 10 – палеозойские граниты; 11 – границы несогласного залегания отложений; 12 – граница выходов фундамента под отложения плиоцена и квартера; 13 – границы между свитами; 14 – выходы пластов угля под отложения плиоцена и квартера: а) установленные, б) предполагаемые; Линии тектонического контакта: 15 – достоверного, 16 – предполагаемого, 17 – установленного по геофизическим данным; 18 – контур угольного разреза; 19 – скважины, их номера; 20 – скважины, по которым производилось описание углей и пород с отбором проб на определение ценных элементов-примесей, в том числе – редкоземельных; 21 – контур лицензионной площади Ушумунского бурогоугольного месторождения (на основании лицензий в 2007, 2009 г.г.).

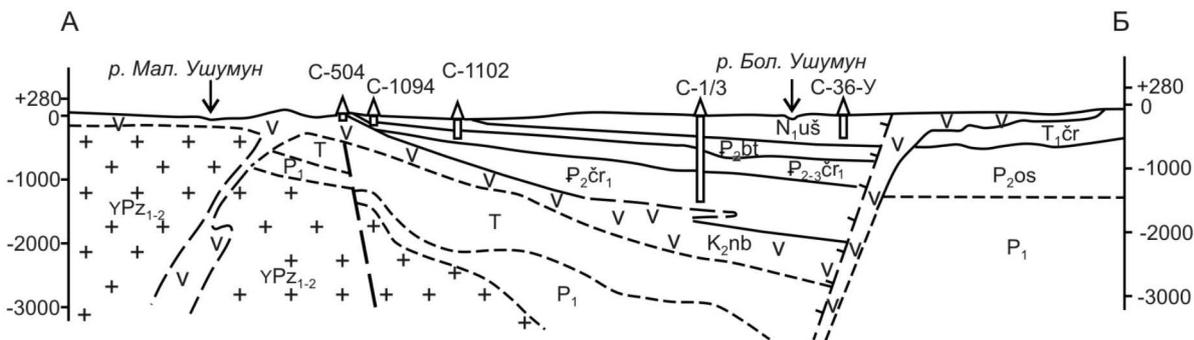


Рис. 2. Схематический геологический разрез Ушумунского бурогоугольного месторождения по линии А-Б. Составил М.Ф. Кирьянов (Н.А. Дригин, М.Ф. Кирьянов и др., 2011 г., ЗАО ГРК “Дальгеология”). Условные обозначения см. на рис. 1.

По скв. 1212 вулканиты набатовской толщи (сверху вниз) в пределах глубин 125,5-171,4 м сложены дацитом, андезитом и андезидацитом. По петрохимическим и петрографическим характеристикам эти пробы заметно различаются по щелочности, магниальности и менее заметно – по микроэлементному составу. В толще вулканитов с глубиной возрастает количество вкрапленников, в том числе сростков ксенокристаллов, что обуславливает увеличение доли магния, железа и кальция. По содержанию щелочей они относятся к породам нормальной и несколько пониженной щелочности, располагаясь на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ и $(\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2)$ в поле дацитов и андезидацитов [5]. По соотношению K_2O и SiO_2 эти пробы соответствуют высоко- и умереннокалиевым разностям известково-щелочной серии. По другим петрохимическим критериям эти дациты и андезидациты принадлежат к высокоглиноземистым и весьма высокоглиноземистым разностям ($al=204-4,32$) калиево-натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,14-1,60$).

Геохимия бурогоугольных месторождений Приамурья, в том числе Ушумунского, с применением масс-спектрометрии и других современных аналитических методов на протяжении ряда лет является предметом исследования различных научных организаций (АНЦ, ДВГИ, ИГиП и ИТИГ ДВО РАН; ВСЕГЕИ и др.).

Особенности геологического строения СОБ, и в частности Ушумунского бурогоугольного месторождения, отразились в повышенном содержании ряда элементов металлов и РЗЭ в углях и вмещающих их породах. Их изучение проводилось по образцам углей и пород, отобранных в ИТиГ ДВО РАН по скв. 1138 (92 обр.), вскрывшей угленосную ушумунскую свиту нижнемиоценового возраста, и по скв. 1180 (29 обр.) – по разрезу олигоценых угленосных отложений чернореченской свиты.

Для металлоносности, в частности, редкометалльного потенциала углей и пород Ушумунского бурогоугольного месторождения характерно следующее.

Повышенные содержания (г/т) микроэлементов в золе углей и углистых глин чернореченской свиты олигоценового возраста (по скв. 1180) имеют по средним значениям Be (8,2), Co (8,3), Cu (25,1), Ge (11,7), Sr (2199), Mo (7,5), Ag (0,23), Sb (1,0), Cs (21,9), W (174), Pb (80,9) и Y (62). Из них промышленные значения характерны для Sr, Ag, Cs и W. Максимальные концентрации этих элементов в отдельных пробах достигают особенно высоких значений, превышающих минимально установленные промышленные их содержания, и составляют для Sr – 8720, Ag – 0,8, Cs – 45,8 и W – 582 г/т.

Для золы нижнемиоценовых углей и углистых пород ушумунской свиты (по скв. 1138) повышенные концентрации (г/т) по средним значениям отмечаются для Li (34,4), V (162), Zn (32,9), Ga (37,7), Rb (120), Zr (320,5), Nb (23,8), Hf (7,8), Hg (0,14). Среди них минимально

промышленных содержаний достигают Ga, Rb, Cs. По максимальным концентрациям элементов металлов (г/т) в золе углей и углистых глин ушумунской свиты, имеющих промышленную значимость, выделяются V (959), Ga (45,6), Rb (241), Sr (4540), Zr (1250), Nb (156), Cs (39), W (77,6) и Y (144) [2, 4, 6].

Среди пород ушумунской свиты (по скв. 1138), по сравнению с чернореченской свитой (по скв. 1180), относительно повышенными (г/т) содержаниями микроэлементов металлов (по средним данным) выделяются Li (62,7), Sc (14,4), Ni (28,8), Cu (32), Rb (140), Sr (133), Nb (14,3), Hf (5,0). Промышленные концентрации (г/т) по максимальным и средним значениям имеют Sc, Rb, Cs и W (максимально 46,3 г/т). Породы олигоценовой чернореченской свиты характеризуются чаще меньшими (по максимальным и средним данным) содержаниями этих металлов. Исключением является высокая концентрация в них Zn, которое составляет 276 г/т (максимально) и 116,7 г/т (в среднем), однако не достигающее промышленного значения (500 г/т).

Редкоземельные элементы, особенно легкие лантаноиды (La, Ce, Nd, Pr) присутствуют в ушумунских углях чаще в повышенных концентрациях.

Среднее содержание суммы P3Э+Y в золе углей и углистых глин ушумунской свиты (по скв. 1138) составляет 430,6 г/т, в том числе Y – 47,3 г/т, а в золе олигоценовых углей и углистых глин чернореченской свиты соответственно – 589 и 62 г/т. При этом наибольшие средние и максимальные концентрации P3Э+Y характерны для малозольных (A^d – до 15%) и среднезольных (A^d – 16-25%) углей, соответственно составляя в среднем для них 1008 г/т и 450 г/т для нижнемиоценовых углей, а для олигоценовых углей – 1056 и 692 г/т.

Для зольных углей (A^d – 26-45%) и углистых глин (A^d – 46 – 60-70%) эти показатели значительно ниже. Однако изменение концентраций P3Э в зависимости от зольности углей и углистых глин происходит неравномерно и непропорционально, что объясняется разным соотношением во времени и пространстве содержаний терригенной и сорбционной фракций этих элементов. Максимальные содержания суммы P3Э+Y характерны для олигоценовых углей и в меньшей степени – для углистых глин чернореченской свиты, которые составляют 1618 г/т, а для нижнемиоценовых – 1510 г/т. В породах (глинах, реже алевролитах) чернореченской свиты среднее значение суммы P3Э+Y составляет 239 г/т, а в породах ушумунской свиты – 218 г/т.

Таким образом, промышленными содержаниями суммы P3Э+Y, как по средним, так и по максимальным значениям, характеризуются угли и углистые глины как олигоценовой чернореченской, так и нижнемиоценовой ушумунской свит.

Вулканиды набатовской толщи, представленные в верхней, вскрытой бурением, части ее разреза в скв. 1212 на глубине 125,5 м дацитом (проба 1), а в нижней – на глубине 171,4 м – андезидацитом (проба 2), по результатам рентгенофлуоресцентного анализа, проведенного в ДВГИ ДВО РАН, имеют по средним данным близкие для обеих проб содержания (г/т): Ni (33-39), Rb (81-99), Sr (528-586), Zr (213-223), Sc (10), V (62-63), Co (99-12), Nb (13) и Y (18). Эти содержания вполне сопоставимы с их содержаниями во вмещающих ушумунские угли породах – глинах и алевролитах, но чаще их значения меньше, чем в золе углей и углистых глинах.

Приведенные геохимические данные в сравнении с геохимией вулканитов набатовской толщи, которые залегают под отложениями чернореченской свиты и в обрамлении Ушумунского месторождения, позволяют в целом считать характеризующие верхнемеловые вулканиты основными источниками сноса и накопления в процессе осадконакопления рассматриваемых металлов в углях и породах этого бурогоугольного месторождения.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-55-53122 ГФЕН).

ЛИТЕРАТУРА

1. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атрашенко А.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. СПб: Картф-ка ВСЕГЕИ. 2009. 376 с.+3 вкл. 3 основные карты, доп. карты и схемы.
2. Вялов В.И., Неженский И.А., Балахонова А.С., Шишов Е.П. (ФГУП «ВСЕГЕИ»). Повышение инвестиционной привлекательности неликвидных месторождений топливно-энергетического сырья Российской Федерации за счет содержащихся в них редких металлов // Разведка и охрана недр. 2014. № 9. С. 18-20.
3. Кириллова Г.Л., Варнавский В.Г., Натальин Б.А. и др. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН. 2009. 424 с.
4. Крапивенцева В.В., Наставкин А.В., Шарова Т.В. Металлоносность бурых углей Ушумунского месторождения (Еврейская Автономная Область) // Основные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в современных экономических условиях. XIII Всероссийское совещание. 22-25 апреля 2014 г., г. Ростов-на-Дону. 2014. С. 173-176.
5. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Колл. авт. Издание третье. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. С. 25, 26.
6. Чернышев А.А. Редкоземельные металлы в буроугольных месторождениях Дальнего Востока // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11-15 февраля 2013 г. Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ. С. 716-718.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ГОРНОГО АЛТАЯ И СИХОТЭ-АЛИНЯ: СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ, МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И СПЕЦИФИКА ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Крук Н.Н.

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

Проблема формирования и эволюции континентальной коры относится к числу фундаментальных вопросов геологии, петрологии и геохимии. Наименее изученным и наиболее интересным в рамках этой проблемы является вопрос о связи механизмов формирования континентальной коры, особенностях ее состава и специфики гранитоидного магматизма, сопровождающего процессы внутрикоревой дифференциации и эволюции континентальной коры. В данной работе этот вопрос рассматривается на примере аккреционных комплексов Горного Алтая и Сихотэ-Алиня.

Горно-Алтайский сегмент Центральной Азии представляет собой мозаично-блоковую структуру с длительной геологической историей. Регион сформирован на океаническом основании и не имеет раннекембрийского сиалического фундамента. Формирование континентальной коры региона происходило в течение длительного (около 300 млн. лет) времени: с венда – раннего кембрия до конца раннего карбона [1]. Основной объем первичной коры региона был сформирован в течение двух главных этапов: ранне- и позднекаледонского. Блоки раннекаледонской (венд – ранний кембрий) коры занимают восточную часть Горного Алтая. Они представлены фрагментами палеоокеанических островов, энсиматических островных дуг и преддуговых прогибов. Характерной особенностью раннекаледонской коры Горного Алтая является ее исключительно ювенильная природа. Образования этого этапа имеют фемический (от базальтов до низкокальциевых андезитов) состав, характеризуются низкими содержаниями всего спектра несовместимых элементов (LILE, HFSE, REE) и радиогенным изотопным составом неодима ($t_{Nd}^{DM} < 0.8$ млрд. лет).

На позднекаледонском этапе (поздний кембрий – ранний ордовик) были сформированы крупные турбидитовые бассейны, занимающие центральную, западную и южную части Горного Алтая. Осадочные породы этих блоков имеют вещественный состав, промежуточный

между валовой и верхней корой и обогащены, в сравнении с породами раннекаледонской коры, несовместимыми элементами (LILE, HFSE и P3Э). Модельный возраст пород t_{Nd}^{DM} колеблется от 0.8-0.9 млрд. лет до 1.4-1.6 млрд. лет, указывая на принадлежность кембрийско-ордовикских турбидитов к трем самостоятельным бассейнам, имевшим различные источники сноса. Результаты датирования детритовых цирконов в совокупности с геохимическими и изотопными данными указывают на присутствие в составе осадочных пород значительной доли рециклированного корового материала.

Гранитоидный магматизм, маркирующий процессы эволюции первичной коры на территории Горного Алтая проявился в возрастном интервале от кембрия до раннего карбона [5]. Области ранне- и позднекаледонской коры отличаются по набору петрогеохимических типов гранитоидов и особенностям их эволюции во времени. Для раннекаледонской провинции характерна последовательная эволюция гранитоидного магматизма от низкокалиевых тоналитов и трондьемитов М-типа (поздний кембрий) через умереннокалиевые тоналиты и граниты I_1 -типа (ранний девон) к высококалиевым гранодиоритам и гранитам I_2 -типа (средний-поздний девон) с синхронным ростом содержаний несовместимых элементов. Изотопные характеристики гранитоидов при этом оставались относительно постоянными ($t_{Nd}^{DM} = 0.-0.85$ млрд. лет).

Для позднекаледонских блоков Горного Алтая характерно синхронное проявление в позднем девоне высококалиевых гранитоидов I_2 - и S-типов. Изотопный состав пород близок к таковому в осадочных породах верхней коры турбидитовых бассейнов.

Сихотэ-Алинский орогенный пояс состоит из террейнов аккреционных призм средней юры – берриаса и неокома, раннемеловых террейнов турбидитового бассейна и островной дуги. Формирование континентальной коры региона произошло в относительно короткий (<60 млн. лет) промежуток времени: с поздней юры – раннего мела (формирование турбидитового матрикса аккреционных призм) до середины позднего мела [4]. Геохимические, изотопные и геохронологические исследования осадочных толщ Сихотэ-Алиня свидетельствуют о резком преобладании в их составе вещества древней рециклированной коры. Характерными особенностями осадочных пород являются повышенная кремнекислотность (65-74 мас. % SiO_2) при умеренных содержаниях несовместимых элементов и древние модельные Nd возрасты (> 1 млрд. лет) [2].

Набор типов гранитоидного магматизма, проявленного в Сихотэ-Алине и закономерности его эволюции во времени резко отличаются от наблюдаемых в ранне- и позднекаледонских террейнах Горного Алтая. Самый ранний (готерив-барремский, 135-130 млн. лет) этап представлен исключительно калиевыми гранитоидами S-типа, по геохимическим и изотопным характеристикам соответствующим продуктам плавления верхнекоровых осадочных толщ. Для следующего (альб, 110-100 млн. лет) этапа характерно наличие широкого спектра гранитоидов от S до I_2 – типа, формирование которых связано с плавлением комбинированного источника (метапелиты верхней коры + метабазиты океанического основания). Среди более молодых (позднемеловых – палеогеновых) гранитоидов региона постепенно возрастает доля пород I_2 и I_1 – типов, характеризующихся более низкими содержаниями несовместимых элементов и более радиогенным составом Nd в породах и Hf – в цирконах [3].

В целом последовательная смена типов гранитоидного магматизма в раннекаледонских террейнах Горного Алтая соответствует схеме многоэтапной эволюции первичной базитовой коры, предложенной [6], а гранитоидный магматизм позднекаледонских блоков Горного Алтая логично укладывается в схему эволюции первичной андезитовой коры [7]. Сихотэ-Алинский орогенный пояс в этом отношении представляет собой уникальное явление. По-видимому, первичная кора региона содержала столь высокий процент рециклированного компонента и была настолько кремнекислой, что ее «нормальная» (в рамках предложенных на сегодняш-

ний день моделей) эволюция оказалась невозможной. Смена типов гранитоидного магматизма Сихотэ-Алиня в мелу-палеогене свидетельствует о том, что рост коры происходил исключительно за счет процессов андерплейтинга и не сопровождался какой-либо дифференциацией существующих коровых масс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1403-1423.
2. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В. и др. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Доклады РАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 441-445.
3. Jahn B.-m., Valui G., Kruk N. et al. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution. Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 872-918.
4. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117-138.
5. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. N 5. P. 928-948.
6. Rudnick R.L. Making continental crust // Nature. 1995. V. 378. P.571-578.
7. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell. 1985. 312 p.

ПЕРМСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ: ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ И ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Крук Н.Н.¹, Голозубов В.В.², Касаткин С.А.², Крук Е.А.¹

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

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

Ключевым в истории южного Приморья является пермо-триасовый рубеж, маркирующий масштабную коллизию блоков различной природы и возраста и окончательное формирование домезозойской геологической структуры региона. Этим событиям предшествовал пермский вулканизм, связанный, по мнению [1, 2] с эволюцией активной континентальной окраины Солонкерского палеоокеана.

Проявления пермского вулканизма на российской территории известны в восточной части Ханкайского массива, в Сергеевском и Лаоелин-Гродековском террейнах. В Сергеевском террейне пермские вулканические образования объединяются в дунайскую свиту (сакмарский – артисканский ярусы ранней перми), в Ханкайском массиве – во владивостокскую свиту (вордидийский ярус средней перми), в Лаоелин-Гродековском – в барабашскую свиту (кэпитенский ярус средней перми). Общей особенностью всех стратонов является субаквальная обстановка проявления вулканизма, преобладание среди эффузивных пород андезитов, дацитов и риолитов при подчиненной роли базальтов, повсеместная ассоциация лав с туфами, тефроидами и осадочными породами [3, 4].

Результаты геохимических исследований вулканидов трех перечисленных стратонов показали их существенную неоднородность.

Так базальты дунайской свиты обладают умеренной калиевостью (1.2-1.4 мас. % K₂O) и слабо повышенной щелочностью, характеризуются умеренными содержаниями титана и повышенными – фосфора (TiO₂ – 1-1.5 мас. %; P₂O₅ – до 0.4 мас. %), вышекларковыми концентрациями Sr (до 900 г/т), Zr (до 250 г/т), Y (до 30 г/т), РЗЭ (140-210 г/т). Андезиты характеризуются более низкими содержаниями фемических компонентов, титана и фосфора, а по уровню

содержаний несовместимых элементов близки к наиболее дифференцированным базальтам.

Базальты владивостокской свиты – низко-и умереннокалиевые породы нормальной щелочности, повышенной железистости и глиноземистости. Содержания титана и фосфора несколько ниже, чем в базальтах дунайской свиты (1-1.3 мас. % TiO_2 и 0.16-0.27 мас. % P_2O_5). Редкоэлементный состав, наряду с повышенными (до 700 г/т) концентрациями Sr, характеризуется незначительным обогащением крупноионными литофильными элементами, умеренными содержаниями высокозарядных и редкоземельных элементов (Zr – 90-100 г/т, Y – 18-24 г/т, Hf 2-3 г/т, РЗЭ – 75-90 г/т). Редкоэлементный состав андезитовых туфов характеризуется повышенными, в сравнении с базальтами, концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов.

Базальты барабашской свиты – умереннокалиевые породы нормальной щелочности с низкими содержаниями титана и фосфора (< 1,2 мас. мас. % TiO_2 и < 0.2 мас. % P_2O_5). В сравнении с базальтами дунайской и владивостокской свит породы барабашской несколько менее глиноземистые и более магнезиальные. Редкоэлементный состав базальтоидов характеризуется более низкими содержаниями несовместимых элементов (Ba – 130-260 г/т, Zr – 35-75 г/т, Hf – 1-2 г/т, Y – 13-21 г/т, Nb – 0.6-2.4 г/т, Ta – 0.1-0.15 г/т, Th – 0.7-1.2 г/т, РЗЭ – 26-55 г/т).

В породах всех изученных стратонов отчетливо фиксируются «надсубдукционные» геохимические характеристики (обогащение крупноионными литофильными элементами, избирательное обеднение Ti, Nb и Ta, обогащение Pb), что указывает на превалирующую роль в их источнике вещества литосферной мантии, преобразованной в ходе субдукционных процессов (мантийного клина). В максимальной степени эти особенности выражены в породах барабашской свиты, в минимальной – в базальтах и андезитах дунайской.

На большинстве дискриминационных диаграмм, основанных на петрохимических особенностях пород, либо учитывающих соотношения HFSE с другими группами элементов («легкие» РЗЭ, Th, «транзитные» элементы) точки составов пермских базальтов Южного Приморья попадают в поля пород островных дуг и активных континентальных окраин (продуктов плавления метасоматически измененной литосферной мантии). В то же время на диаграммах, отражающих соотношения геохимически сходных элементов, концентрирующихся в магматических процессах в одних и тех же минеральных фазах (в первую очередь – высокозарядные элементы: Ti, Nb, Ta и Zr, Hf, Y) точки составов базальтов барабашской свиты устойчиво лежат в полях «надсубдукционных» пород, дунайской – соответствуют внутриплитным образованиям, а владивостокской – занимают промежуточную позицию, либо вообще лежат вне поля составов базальтов типовых режимов.

Таким образом, среди пермских вулканитов Южного Приморья, наряду базальтами и андезитами, соответствующими типичным надсубдукционным образованиям, встречаются породы с умеренными содержаниями титана и повышенными – фосфора, имеющие более высокие концентрации несовместимых элементов, в существенно меньшей степени обогащенные крупноионными литофильными элементами и обедненные высокозарядными. Соотношение концентраций крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов в породах разных стратонов свидетельствует, что наблюдаемые различия в составе базальтов дунайской, владивостокской и барабашской свит наиболее логично объясняется неоднородностью мантийных источников, за счет плавления которых происходила генерация базальтовых магм. Если для базальтов и андезитов барабашской свиты единственным источником расплава служило вещество мантийного клина, то в породах владивостокской и, особенно, дунайской свит отчетливо фиксируется примесь подлитосферного мантийного источника.

Необходимо отметить, что рассматриваемые толщи имеют различную тектоническую позицию. Вулканиты барабашской свиты в Лаоелин-Гродековском террейне образуют суб-

широтную (деформированную поздними сдвигами) цепочку ареалов, конформную активной окраине Солонкерского океана. Принадлежность именно к этой структуре подтверждается наличием сопутствующих комплексов офиолитов и аккреционных клиньев на сопредельных территориях Китая и Кореи [1]. Вулканиды владивостокской свиты широко проявлены на территории Ханкайского массива (Вознесенский, Спасский и Матвеевский террейны). Здесь ее отложения слагают цепочку ареалов, вытянутую более чем на 250 км вдоль Шкотовского и Арсеньевского разломов, отделяющих Ханкайский массив от мезозойских образований Сихотэ-Алиня (от о-ва Русский на юго-западе до верховьев р. Малиновка на северо-востоке). Примечательно, что комплексы аккреционных клиньев в ассоциации с вулканидами этого типа неизвестны.

По мнению авторов, проявления разнотипного пермского вулканизма относятся не к одному, как считалось ранее, а к двум вулканическим поясам. Первый из них (его возраст отвечал второй половине средней перми) соответствовал субширотной конвергентной (андского типа) континентальной окраине Солонкерского океана: в современной геологической структуре региона он представлен образованиями барабашской свиты Лаоелин-Гродековского террейна и сопредельных территорий Китая. Второй, несколько более древний (первая половина средней перми) вулканический пояс маркировал континентальную окраину север-северо-восточной ориентировки: он представлен линейным поясом ареалов владивостокской свиты. Смешанный (литосферная + подлитосферная мантия) источник базальтоидов при отсутствии типичных «надсубдукционных» вулканидов позволяет предполагать, что эта окраина имела трансформный (калифорнийского типа) характер.

Безусловно, это предположение, сделанное, в первую очередь, на основе геохимических характеристик вулканических пород, носит сугубо предварительный характер и нуждается в подтверждении детальными геологическими исследованиями. Однако оно позволяет непротворечно объяснить особенности пермской геологической истории Южного Приморья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-10-00660).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И.Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
3. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.3. Основные черты тектоники истории развития. Владивосток: ДВО АН СССР. 1980. 60 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000, Ханкайская серия, листы L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), K-53 (Находка). СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2006.

РАННЕПЛИОЦЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИНТРУЗИЙ ГРАНИТОИДОВ ЦАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Лебедев В.А.¹, Дудаури О.З.², Тогонидзе М.Г.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: leb@igem.ru

²A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia, Tbilisi, e-mail: odudauri@gmail.com

В статье представлены результаты изотопно-геохронологического и петрологического изучения гранитоидов потенциально рудоносного (Au-As-Sb-Sn-Mo) раннеплиоценового Цанского комплекса, интрузии которых локализованы в центральной части Главного Кавказского хребта.

Как известно, на территории Большого Кавказа и его предгорий, ограничивающих с севера зону конвергенции Евразийской и Аравийской континентальных плит, расположена обширная неовулканическая провинция, где развитие молодого постколлизийного магматизма происходило на протяжении последних 8.5-8 млн. лет вплоть до позднего плейстоцена-голоцена [5 и др.]. Помимо активной вулканической деятельности, которая проявилась извержениями нескольких крупных стратовулканов (Чегем, Эльбрус, Казбек и Кабарджин) и большого количества моногенных аппаратов [3], этот регион примечателен еще и тем, что вследствие интенсивного апlifта в зоне коллизии и одновременно масштабной эрозии рельефа здесь на дневной поверхности вскрыт целый ряд малых интрузивных массивов гранитоидов с возрастом от позднего миоцена до раннего плейстоцена [2, 5 и др.].

Небольшие интрузивные и субвулканические тела плиоценовых гранитоидов Цанского комплекса локализованы в осевой части Большого Кавказа на смежных территориях Грузии (регионы Нижняя Сванетия и Верхняя Рача) и Северной Осетии (рис. 1). Малые штоки и ассоциирующие с ними многочисленные дайки тяготеют к зоне Главного Кавказского разлома (взброса), где к северу от него прорывают палеозойские гранитно-метаморфические образования окраины Скифской плиты, а южнее – юрские осадочные толщи субдукционно-аккреционного комплекса Южного склона Большого Кавказа. К настоящему времени известно два компактных по площади района распространения плиоценовых неинтрузий Цанского комплекса – Цурунгальский и Каробский, удаленных друг от друга в субширотном направлении на расстояние ~30 км (см. рис. 1). Цурунгальская группа массивов расположена в высокогорной части Нижней Сванетии в истоках правых притоков р. Цхенисцкали – Корулдаши, Усахело, Чорохи и Тотельдаш на южном склоне Главного Кавказского хребта (район горы Цурунгаль) [1]. Каробская группа неинтрузий локализована в Верхней Раче в истоках р. Чашури (бассейн р. Риони) у ледника Киртишо. Здесь на хребте Кароби расположено два субвулканических тела и мощная дайка риодацитов, а также многочисленные субмеридионально ориентированные дайковые тела плагиофировых трахиандезитов [4]. Аналогичные дайки также распространены и на северном склоне Главного Кавказского хребта на территории Северной Осетии (истоки р. Танадон, левый приток р. Урух), всего лишь в нескольких километрах к северу от хребта Кароби (рис. 1).

Результаты проведенных нами изотопно-геохронологических (K-Ar, Rb-Sr) исследований свидетельствуют о том, что магматические породы Цанского комплекса образовались в раннем плиоцене в течение двух дискретных импульсов эндогенной активности – 4.80 ± 0.15 до 4.15 ± 0.10 млн. лет назад. При этом интрузивные тела Цурунгальской группы формировались в течение обоих указанных временных периодов, при гомодромном тренде изменения

состава магматических расплавов в течение времени, а Каробской группы – исключительно на раннем импульсе магматической активности.

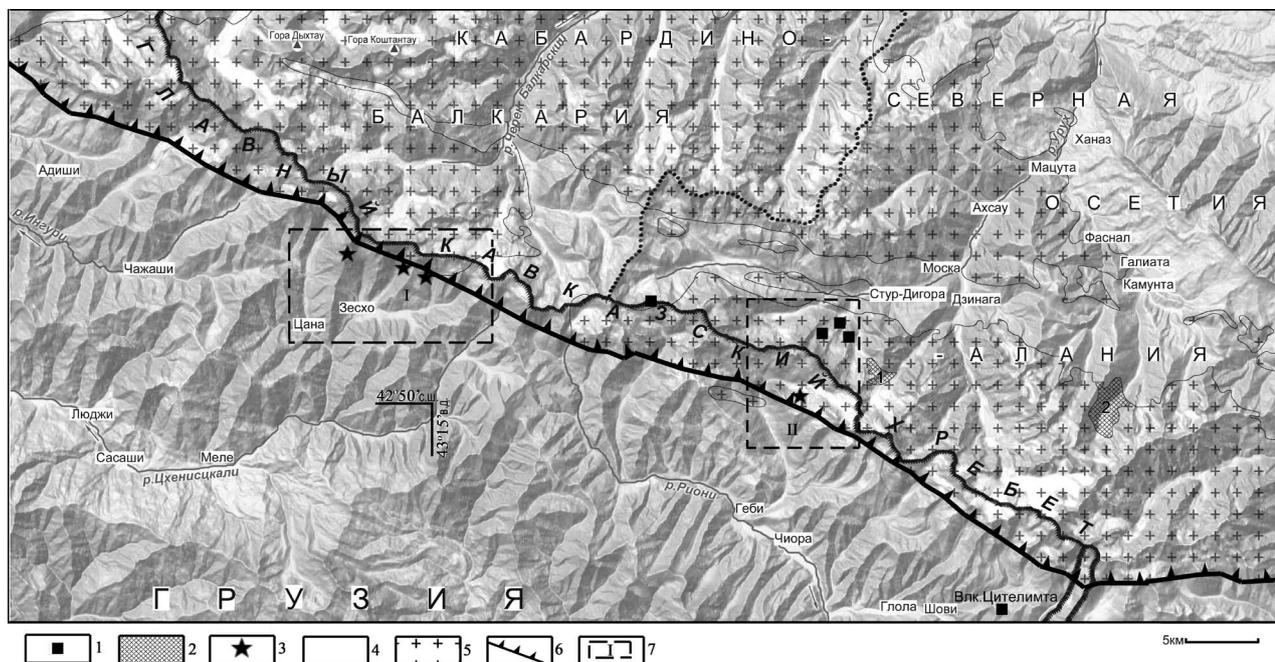


Рис. 1. Орографическая карта центральной части Большого Кавказа. Показаны ареалы развития плиоценового интрузивного магматизма.

1 – плейстоценовые вулканические аппараты, 2 – позднеплиоценовые интрузивные массивы гранитоидов (1 – Бартуидон, 2 – Сонгутидон), 3 – раннеплиоценовые интрузивные массивы, 4 – мезокайнозойский вулканогенно-осадочный чехол, 5 – выходы палеозойского кристаллического фундамента, 6 – Главный Кавказский разлом (взброс), 7 – районы исследований (I – Цурунгальская группа интрузий, II – Каробская группа интрузий).

Петрографические и геохимические, в том числе изотопно-геохимические, данные позволяют говорить о гибридной природе молодых гранитоидных расплавов при различном вкладе мантийного и корового источников вещества на разных фазах эволюции магматических систем Цурунгальской и Каробской групп интрузий. Сделан вывод о том, что материнские магмы, давшие молодые интрузивные образования, скорее всего, образовались в результате смешения глубинных мантийных расплавов с анатектическими выплавками из верхнекорового субстрата эпигерцинской Скифской плиты, сопровождавшегося фракционной кристаллизацией. Наименее проявлено участие сиалического вещества в породах Каробской группы, в то время как для гранитоидов поздних фаз внедрения Цурунгальской группы интрузий оно играло весьма существенную роль в их петрогенезисе. В качестве магмаподводящего канала при внедрении интрузий плиоценовых гранитоидов Цанского комплекса, вероятно, выступала непосредственно тектоническая зона Главного Кавказского взброса, а также опережающие ее разломы.

С интрузивными и субвулканическими телами Цанского комплекса парагенетически и, возможно, генетически связана комплексная сульфидная минерализация, формирующая промышленные, ранее разрабатывавшиеся месторождения As и Mo, а также многочисленные рудопроявления Sn, Sb и Cu-полиметаллических руд. Крупнейшее из этих объектов, Цанское арсеникопиритовое месторождение, в настоящее время рассматривается в качестве перспективного на извлечение золота из арсеникопирита (среднее содержание Au в рудах – 2г/т, [6]) как из жил, так и отвалов и хвостов, и на нем в настоящее время проводятся геологоразведочные работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кикнадзе И.И. Петрология третичных интрузивных пород верховьев р. Цхенисцкали. Тбилиси: Мецниереба. 1967. 97 с.
2. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582-602.
3. Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т. Четвертичные вулканы Большого Кавказа и их каталогизация на основе геохронологических, вулканологических и изотопно-геохимических данных // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 29-45.
4. Харашвили Г.И. Рудные проявления в верховьях реки Чвешуры // Советская геология. 1940. № 7. С. 113-118.
5. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69-89.
6. Kekelia S.A., Kekelia M.A., Kuloshvili S.I. et al. Gold deposits and occurrences of the Greater Caucasus, Georgia Republic: their genesis and prospecting criteria // Ore Geol. Rev. 2008. V. 34. P. 369-386.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРЕСС КАК ЭФФЕКТИВНЫЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ФАКТОР МЕТАМОРФИЗМА В СДВИГОВЫХ ЗОНАХ (НА ПРИМЕРЕ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ)

Лиханов И.И., Зиновьев С.В.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail:likh@igm.nsc.ru

Одной из актуальных проблем современной метаморфической геологии остается проблема соотношения деформационных и метаморфических процессов в земной коре. Перспективными объектами для решения этих вопросов являются глубинные зоны пластических сдвиговых деформаций. Интерес к этим зонам обусловлен как собственно научными (исследование процессов стресс-метаморфизма), так и прикладными (связь с ними широкого спектра полезных ископаемых и очагов землетрясений) аспектами.

В последнее время в литературе активно обсуждается роль тектонического стресса как дополнительного фактора метаморфизма в связи с вопросами генерации сверхдавлений в сдвиговых зонах [1]. Прогресс в этом направлении позволил на основе модельных примеров создать современную теоретическую концепцию тектонического сверхдавления в связи с деформациями пород и их реологическими свойствами. Эти представления были с успехом подтверждены результатами численного моделирования баланса сил в развивающемся сдвиговом нарушении [7,8], показывающие, что тектоническое сверхдавление в породах может быть значительно выше, чем девиаторный стресс, отражающий литостатическую нагрузку. Несмотря на большое внимание к этой проблеме, природные наблюдения этого явления достаточно редки. В настоящем докладе на примере приразломных тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) приведены свидетельства влияния тектонического стресса на величины термодинамических параметров метаморфизма.

Объекты исследования расположены в южной и северной части Енисейского кряжа в пределах ПРСЗ. Эта крупная линейная структура региона разделяет тектонические блоки региона и является областью их активного взаимодействия [5]. Она представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига. Множественные сдвиги в приразломных полях пластических деформаций сопровождаются формированием мощных зон бластомилонитов [2]. Пояс приразломных тектонитов образует секущую относительно генераль-

ных структур шовную зону мощностью около 15-20 км между континентальным и вулканоплутоническим блоками

В пределах южного сегмента ПРСЗ изучены метаморфические породы Ангаро-Канского блока Южно-Енисейского кряжа, расположенные в зоне сочленения канской и енисейской серий, представленные преимущественно $Sil+Grt+Bt+Pl\pm Opx$ гнейсами и кристаллическими сланцами [6]. В северной части ПРСЗ в Заангарье Енисейского кряжа исследованы образцы метапелитовых и метабазитовых тектонитов шовной зоны, различающихся как по характеру и интенсивности деформаций, так и неоднородностью их вещественного сложения. Здесь в составе меланжа наиболее распространены реликтовые крутопадающие блоки и пластины метапелитовых гнейсов и сланцев преимущественно $Grt+Bt+Ms+Pl+Qz\pm Kfs\pm Chl$ состава и будины и линзы апобазитовых гранатовых амфиболитов, сложенные многоминеральной $Grt+Amp+Pl+Ph+Ep+Spn+Rt\pm Pg\pm Cb\pm Chl$ ассоциацией.

По микротекстурным и химическим особенностям минералов метабазитов выделяются две стадии развития минеральных ассоциаций. Пиковая ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов. В зернах граната и сфена обнаружены реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита и эпидота, что свидетельствует об участии последних в ранней допиковой ассоциации. Оценки $P-T$ параметров метаморфизма пород получены на основе реальных составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей смешения для разных геотермобарометров, обзор которых приведен в [4].

Видимые различия между $P-T$ параметрами формирования тектонитов и исходных пород свидетельствует о тектоническом контроле стресс-метаморфизма (рис. 1).

Пространственная связь и корреляция вариаций $P-T$ условий метаморфизма с интенсивностью деформаций пород указывают на неоднородность распределения этих параметров в пределах ПРСЗ. Полихронный динамометаморфизм палеопротерозойских парагнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы неопротерозойских бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5-3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом $dT/dH < 10$ °C/км в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма. Это подтверждается особенностями химизма минералов, в которых слабое уменьшение железистости и содержания спессартинового минала в перекристаллизованных гранатах из зон интенсивных деформаций может быть связано с незначительным увеличением температуры; а существенное повышение содержания гроссулярового компонента граната с одновременным уменьшением анортитовой составляющей в плагиоклазах определяется значительным ростом давления. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых плоскостей и зон деформаций, обусловивших многократную деструкцию пород с несколькими пиками динамометаморфизма [6]. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава, залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа в тектоническом шве на границе Сибирского кратона с Исаковским островодужным террейном. Протолитом этих пород являлись апобазитовые глаукофановые сланцы, сформированные в результате субдукции океанической коры под активную континентальную окраину. В приразломной зоне они подверглись синэксгумационному дислокационному метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3-5 кбар и температуры на 180-240 °C при несколько более высоком градиенте $dT/dH = 15-20$ °C/км. Выявленные различия в $P-T$ параметрах метаморфизма метапелитов и метабазитов согласуются с термодинамическими расчетами [1,3,6] и результатами численных экспериментов, свидетельствующими о локальном разогреве пород (viscous heating) при вязких деформациях [7] и/или превышении ориентиро-

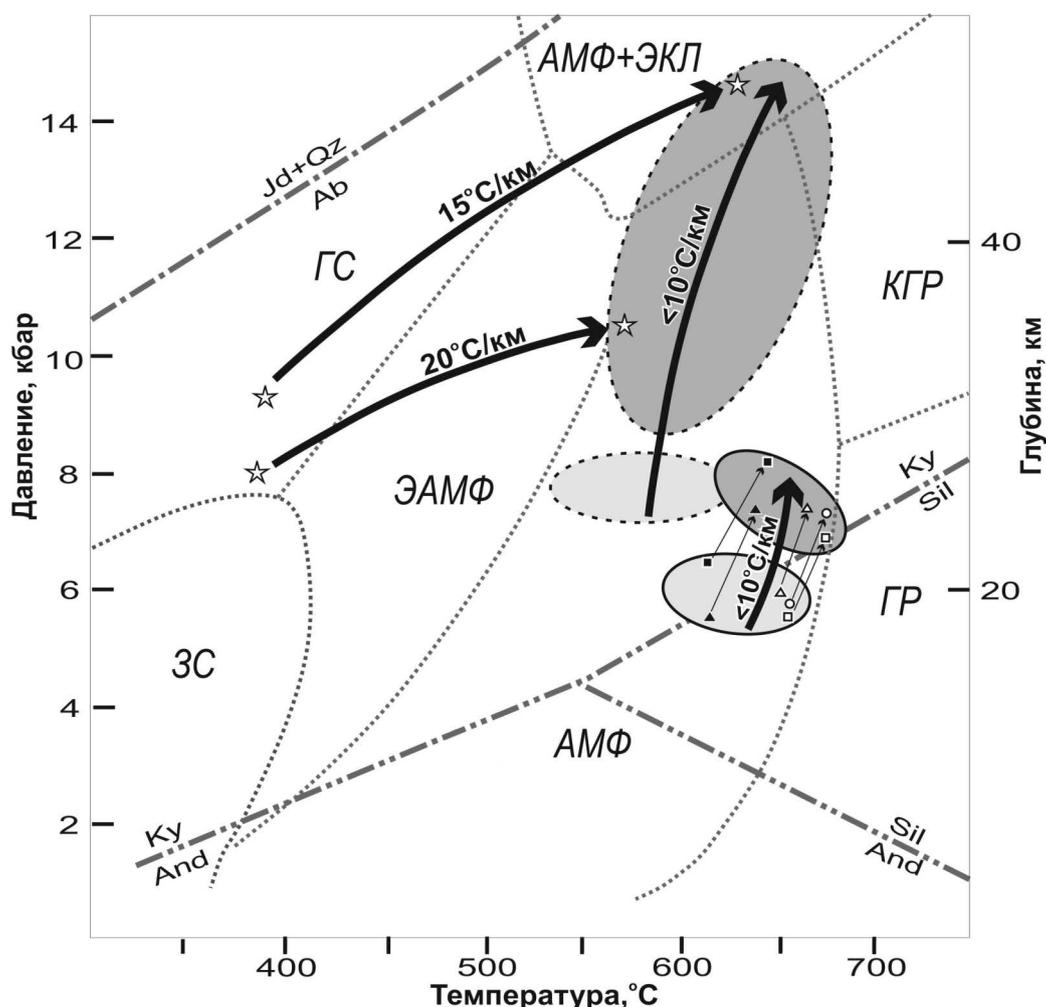


Рис. 1. *P-T* условия и *P-T* тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов ПРСЗ.

Эллипсы светло-серого и темно-серого цветов обозначают *P-T* области исходных гнейсов и развитых по ним бластомилонитов, соответственно. *P-T* поля пород Ангаро-Канского блока и Заангарья оконтурены, соответственно, сплошной и пунктирной линиями. Обобщенные направления *P-T* трендов эволюции стресс-метаморфизма показаны толстыми стрелками со значениями метаморфического градиента. Тонкими стрелками показаны локальные вариации *P-T* параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока. Серые штрихпунктирные линии – положение моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 и равновесия альбит=жадеит+кварц. Точечные линии – границы метаморфических фаций для метабазитовой системы, где зеленые сланцы (**ЗС**), голубые сланцы (**ГС**), эпидотовые амфиболиты (**ЭАМФ**), амфиболиты (**АМФ**), гранулиты (**ГР**), кианитовые гранулиты (**КГР**) и эклогиты (**ЭКЛ**).

ванного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [8].

На основании геолого-структурных, минералого-петрологических и геохронологических исследований контрастных по химическому составу тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны Енисейского кряжа представлены доказательства влияния тектонического стресса на величины термодинамических параметров регионального метаморфизма и реологию пород. Эти данные подтверждают ведущую роль тектонического стресса как эффективного и весьма существенного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смульская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44-68.
2. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3-25.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родины // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685-690.
5. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32-53.
6. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Р-Т-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031-1056.
7. Burg J.-P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // J. Metamorphic Geol., 2005. V. 23. P. 75-95.
8. Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geophysical Res. Letters, 2013. V. 40. P. 1984-1988.

ЭВОЛЮЦИЯ УНТ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА НА РУБЕЖЕ 1.75 МЛРД ЛЕТ: СВЯЗЬ С ПЛЮМОВОЙ ТЕКТОНИКОЙ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Лиханов И.И., Ножкин А.Д.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: likh@igm.nsc.ru

Исследование ультравысокотемпературного (УНТ) регионального метаморфизма имеет значение для понимания процессов эволюции нижней коры и корово-мантийного взаимодействия. К этим комплексам относятся породы гранулитовой фации, сформированные в континентальной коре при $T = 900-1100$ °С и $P = 7-13$ кбар [7]. Проявления такого типа метаморфизма в региональном масштабе свидетельствуют о наличии в пределах нижней коры аномально разогретых зон, которые обычно не учитываются в современных тектонических и реологических моделях. Известно около 50 УНТ комплексов, характеризующихся преимущественно магнезиально-глиноземистым составом протолита. Гораздо реже такие проявления встречаются в породах другого химического состава, что повышает интерес к их исследованию. Доклад посвящен изучению процессов формирования и эволюции УНТ метапелитов железисто-глиноземистого состава, впервые обнаруженных в пределах Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа.

Ангаро-Канский блок, расположенный в южной части Енисейского кряжа, относится к структурам раннедокембрийского фундамента Сибирского кратона [2]. В его строении доминируют толщи канского гранулит-гнейсового и енисейского амфиболит-гнейсового метаморфических комплексов [4]. Эти породы характеризуются различным характером складчатости, деформаций и степенью метаморфизма. О проявлении двух этапов тектоно-термальных событий в Ангаро-Канском блоке (~1.9 и 1.75 млрд. лет) свидетельствует пространственно-временная сопряженность процессов метаморфизма и гранитоидного магматизма [15].

В пределах канского комплекса нами были обнаружены проявления УНТ гранулитового метаморфизма метапелитов, сложенных гранат-гиперстен-силлиманит-кордиерит-плагиоклаз-биотит-шпинель-кварц-калишпатовой ассоциацией. По микротекстурным и химическим особенностям минералов парагнейсов выделены три стадии развития минеральных ассоциа-

ций: (M1) – до пиковая проградная, представленная реликтовыми включениями зерен шпинели, плагиоклаза, кордиерита и низкоглиноземистого (3.6-4.4 мас. %) гиперстена в гранате, (820-900 °C/5.7-7.1 кбар); (M2) – кульминационная УНТ, фиксирующаяся устойчивостью крупнозернистых зерен граната, кордиерита, силлиманита и высокоглиноземистого (6.3-6.5 мас. %) гиперстена, (920-1000 °C/7-9 кбар); и (M3) – постпиковая регрессивная (770-900 °C/5.6-7.5 кбар). Последний этап (M3) контролируется образованием мелкозернистых, хорошо ориентированных кордиерит-гиперстеновых симплектитов с промежуточным содержанием Al_2O_3 (4.2-4.9 мас. %) в ортопироксене. На заключительной стадии эволюции пород эти микроструктуры частично замещаются поздним биотитом, который тесно ассоциирует с силлиманитом. *P-T* условия формирования метапелитов определялись исходя из составов породообразующих минералов при использовании комплекса согласованных минеральных геотермометров и компьютерных программ THERMOCALC и RCLC, обзор которых приведен в [3].

Наблюдаемая общая эволюция *P-T* параметров с движением «против часовой стрелки» при высоком метаморфическом градиенте ($dT/dP = 100-200$ °C/кбар) (рис.1) свидетельствует о формировании и развитии парагенезисов УНТ метаморфизма при начальном существенном прогреве с последующим субизобарическим остыванием до достижения «нормальной» коровой термальной структуры [1,7]. Эти условия могут отвечать тектонической обстановке внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов по модели Сэндифорда и Пауэлла [8]. Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры не за счет континентальной коллизии, а в результате поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов. Другими словами, магматическая аккреция в основание континентальной коры способствует развитию повышенных геотерм, существенно превышающих значения стационарной геотермы в пределах стабильной коры. Это вызывает термальные аномалии, достаточные для протекания УНТ метаморфизма. Дополнительным источником тепла могло служить внедрение высокотемпературных гранитных расплавов Таракского массива и/или частичное плавление коровых субстратов в условиях низкой активности воды и высоких температур. Причиной изобарического охлаждения могла являться последующая термальная релаксация нарушенных геотерм после прекращения магматической активности, вызывающая понижение и выравнивание температуры вдоль новой равновесной геотермы. Эти особенности подтверждаются тесными пространственными связями метаморфических пород с продуктами анорогенного магматизма и бимодального вулканизма в регионе, а наличие повышенного положительного гравитационного поля над всей структурой Южно-Енисейского кряжа указывает на существование более плотных базитовых масс в нижней части земной коры [5]. В качестве их потенциальных источников могут быть рассмотрены гигантские радиальные дайковые рои с синхронным возрастом ~1750 млн. лет, связанные с Виллюйским мантийным плюмом в составе Транссибирской крупной магматической провинции [6].

Оценки возраста УНТ гранулитового метаморфизма получены *in situ* СИМЕ методом датирования включений монацита и циркона в минералах парагенезисов с высоким содержанием Th (до 35 г/т) и U (до 1.6 г/т). Синхронность возраста УНТ метаморфизма (1744 ± 26 млн. лет; по биминеральной изохроне монацит-циркон) с активизацией других эндогенных событий в регионе, связанных с процессами рифтогенеза, подтверждает имеющиеся представления о двух этапах проявления гранулитового метаморфизма в Ангаро-Канском блоке, связанных с различными тектоническими процессами.

Установленные палеопротерозойские пики высокоградного гранулитового метаморфизма характерны для Алдано-Станового, Анабарского и Байкальского выступов фундамента

Сибирского кратона. Это может свидетельствовать о том, что в это время во внутриплитных условиях имел место подъем мантийного плюма. Растекание его шляпы под подошвой литосферы могло осуществляться на громадных площадях, однако только в наиболее ослабленных зонах с утоненной литосферой – под протерозойскими орогеническими поясами – мог происходить адиабатический апвеллинг плюмовой мантии и её декомпрессионное плавление. В таких зонах, где литосфера находилась в активном (разогретом) состоянии, происходило интенсивное взаимодействие мантийных плюмов с литосферой, что приводило к образованию локальных магматических центров, ответственных, в частности, и за формирование проявлений УНТ метаморфизма в составе выступов фундамента Сибирского кратона. Чрезвычайно близкий тип внутриплитного растяжения, разнесенный в пространстве на многие тысячи километров и проявившийся в очень сжатом временном интервале 1.75-1.70 млрд. лет, свидетельствует о том, что этот процесс может быть обусловлен деятельностью короткоживущего мантийного суперплюма [6].

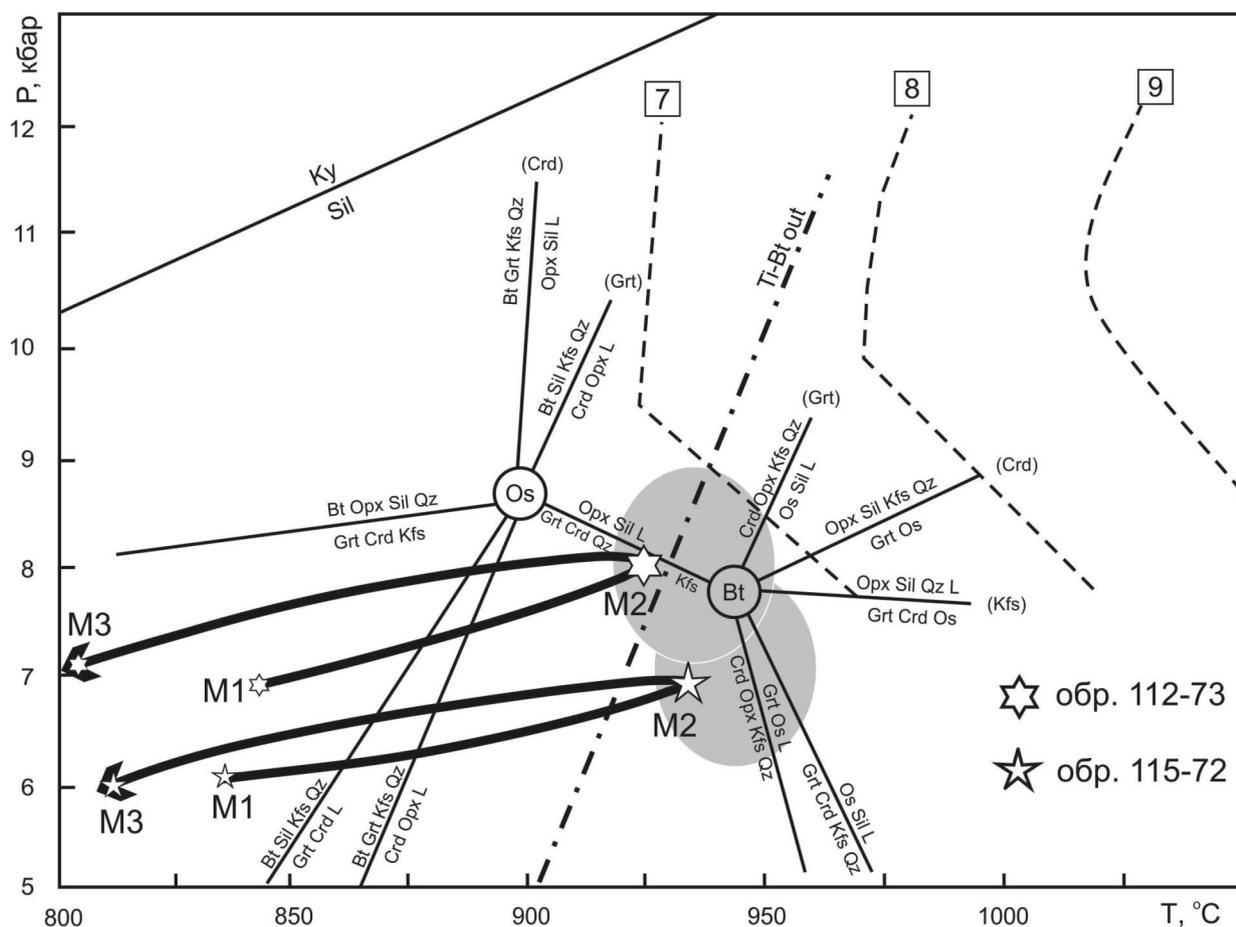


Рис. 1. *P-T* тренды эволюции УНТ метапелитовых гранулитов канского комплекса с движением “против часовой стрелки” от М1 к М3 на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3 , мас.% в ортопироксене. Затемненные эллипсы – область *P-T* параметров УНТ метаморфизма с учетом средних значений температур по разным геотермометрам и погрешностей в определении давлений.

Палеопротерозойская геодинамическая история Енисейского кряжа хорошо коррелирует с последовательностью и схожим стилем синхронных тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики [3]. Это подтверждает палео-

континентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях Сибири и кратонов Северной Атлантики в составе суперконтинента Нуна в позднем палеопротерозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
2. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32-53.
3. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. *P-T* эволюция ультравысокотемпературного метаморфизма как следствие позднепалеопротерозойских процессов внутриплитного растяжения на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2015. Т. 465. № 1. С. 82-86.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 671-675.
5. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312-332.
6. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Res., 2010. V. 183. P. 660-668.
7. Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers, 2015. V. 6. P. 311-356.
8. Sandiford M., Powell R. Some remarks on high-temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens // J. Metamorphic Geol., 1991. V. 9. P. 333-340.

ВОЗРАСТ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПИКРИТ- БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ КОРЯКИИ (ИЛЬПИНЕЙСКАЯ СВИТА)

Ноздрачев Е.А., Бадрединов З.Г.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Отложения ильпинейской свиты приурочены к водораздельной части Пенжинского кряжа (Северная Корякия), протягиваясь в северо-восточном направлении более чем на 50 км, от русла реки Таловки до истоков реки Малый Упупкин (Ганычаланский блок), формируя покровную структуру шириной около 10 км, ограниченную с северо-запада и юго-востока нарушениями надвиговой природы, а также слагают небольшой по площади тектонический останец (гора Кедровая), расположенный в 30 км к востоку от основного поля пород ильпинейской свиты в истоках р. Ипекан (левый приток р. Коневаям).

В структурном плане ильпинейская свита является протяженным пластовым телом (ильпинейский покровный комплекс по [4], ильпинейский субтеррейн по [6], обдуцированная офиолитовая пластина по [7], смятым в складки и надвинутым (тектонические перемещения, очевидно, были неоднократные) на разновозрастные отложения коллизийной окраины Азиатского континента.

Строение ильпинейской свиты, ее мощность и уровень метаморфизма меняются в разных участках покровной пластины. Большинство исследователей придерживается схемы стратификации отложений ильпинейской свиты, разработанной Добрецовым Н.Л. и Понамаревой Г.Л. [2]. По материалам этих исследователей ильпинейская свита состоит из трех подсвит, согласно залегающих друг на друге.

Нижняя – представлена метаморфическими сланцами и метавулканиками: туфы, лавы, силы, метапикритов и метапикробазальтов (диопсидовые метапорфириты по [2]) и метатрахибазальтов с прослоями кристаллических известняков и кварцитов. Породы неравномерно

рассланцованы и зонально метаморфизованы, в условиях от актинолит – эпидот – хлоритовой фации зеленосланцевого метаморфизма до лавсонит – глаукофановой фации глаукофансланцевого метаморфизма. Суммарная мощность нижней подсвиты – около 800 м.

Средняя подсвита, характеризуется присутствием значительного объема карбонатных пород, наряду с преобладающими метавулканитами основного состава. Максимальная фиксируемая мощность средней подсвиты – 600 м.

Верхняя подсвита сложена метаморфическими сланцами и массивными метаэффузивами (афировые метабазиты и шаровые металавы по [2]) с горизонтами кварцитов. Уровень метаморфизма подсвиты отвечает лавсонит – глаукофановой фации, отражая рост степени метаморфического изменения пород вверх по разрезу ильпинейской свиты. Наблюдаемая мощность подсвиты около 300 м.

Кровлю ильпинейской свиты слагает зона тектонического меланжа, выше которой располагается покровный комплекс габбро-гипербазитовых пород. В ранних публикациях исследователей Корякского нагорья этот комплекс характеризовался как пластовая интрузия, внедрившаяся в отложения ильпинейской свиты [2]. Позднее, было установлено, тектоническое налегание габбро-гипербазитов на отложения ильпинейской свиты [4].

Общая мощность разреза ильпинейской свиты – 1700 метров.

По данным Добрецова Н.Л. [2] возраст вулканитов ильпинейской свиты – 450 млн. лет, возраст метаморфизма – 320-350 млн. лет (**К-Аг метод датирования**). Аналогичное время метаморфизма ильпинейской свиты (327 ± 5 млн. лет) определено Rb-Sr методом [1].

Кроме метаморфических пород, в строении ильпинейской свиты принимают участие метавулканиты, подвергшиеся натриевому метасоматозу: глаукофаниты, хлормилонитовые породы и рибекитовые кварциты. Они содержат в своем составе эгирин-жадеитовый пироксен и рибекит, наряду с глаукофаном, хлоритом, альбитом, лавсонитом, мусковитом и кварцем и характеризуются высокими концентрациями натрия и пониженными кальция. Геологическое положение метасоматитов, позволило Добрецову Н.Л. высказать предположение о дометаморфическом проявлении метасоматических процессов в породах ильпинейской свиты, на этапе спилитизации основных вулканитов [2].

Особенностью ильпинейской свиты является участие в ее строении ультраосновных метавулканитов – метапикритов и проявление зонального метаморфизма варьирующего от актинолит – эпидот – хлоритовой фации зеленосланцевого метаморфизма до высокобарической лавсонит-глаукофановой фации глаукофансланцевого метаморфизма, что в свое время остро дискутировалось в геологической литературе [2, 3, 4, 6]. Предельные значения температуры и давления метаморфизма по [2] составляли $T = 300-450$ °С и $P = 10-11$ кбар.

Помимо главного этапа метаморфизма, достигавшего уровня лавсонит-глаукофановой фации, в породах ильпинейской свиты обнаруживаются признаки более поздних низкотемпературных изменений пренит-пумпеллиитовой фации, в виде появления вторичных пумпеллиита, пренита и хлорита. Добрецов Н.Л. [2] датирует эти изменения рубежом 230-180 млн. лет (К-Аг метод).

В настоящей работе основное внимание уделено характеристике ультраосновного вулканизма ильпинейской свиты. Авторы исследовали изверженные ультраосновные породы ильпинейской свиты на ранее неизученном участке, расположенном на левобережье р. Коневаям (координаты участка: $165^{\circ}00'$ ВД $62^{\circ}07'$ СШ). Здесь, на склонах горы Кедровая наблюдается фрагмент ильпинейской свиты, формирующий тектонический останец в поле ранне-меловых пород мяликасынской и тылакрьельской свит. В основании разреза ильпинейской свиты располагается тектонический меланж с глыбами базальтов, метапикритов и кремнистых пород. Выше следует толща метапикритов и метапикробазальтов ильпинейской свиты,

переслаивающихся с кремнистыми отложениями. Верх разреза сложен тонкополосчатыми кремнистыми породами. Видимая мощность горизонта пикритов около 100 метров. Общая мощность разреза – 300 м.

U-Pb SHRIMP датированием цирконов, выделенных из туфов пикробазальтов г. Кедровая (геохронологическое исследование цирконов выполнено в Центре аналитических исследований ВСЕГЕИ) получено конкордантное значения возраста ильпинейской свиты – 449 ± 22 млн. лет (MSWD = 1,2, вероятность = 0,27), согласующееся с результатами K-Ar определения возраста этой свиты, приведенными в работе Добрецова Н.Л [2] – 450 млн. лет.

Таким образом, исходя из имеющихся геохронологических датировок, верхний возраст-ной рубеж протолита ильпинейской свиты ограничивается величиной 450 млн. лет.

Ультраосновные эффузивы (пикриты) состоят из тонкозернистой основной массы, сложенной хлоритизированным и серпентинизированным вулканическим стеклом и мелкими кристаллами клинопироксена. Более крупные одиночные кристаллы клинопироксена формируют порфиристую структуру пикритов. Клинопироксен не несет следов вторичных изменений, в отличие от основной массы породы. Кроме порфировых выделений клинопироксена в метапикритах присутствуют редкие обособления серпентина, имеющие кристаллографические формы характерные для оливина. Тонкие прожилки выполнены хлоритом, карбонатом, кварцем и альбитом. В качестве акцессорного минерала присутствует шпинель.

Туфы пикритов имеют пелитовую и псаммитовую размерности и сложены мельчайшими обломками вулканического материала (пепловые частицы) и обломками кристаллов клинопироксена, образующих криптокристаллическую бурюю массу, слабо просвечиваемую в проходящем свете. Миндалины и прожилки выполнены карбонатом и эпидотом.

На участке горы Кедровая уровень метаморфизма пикритов не превышал актинолит – эпидот – хлоритовой фации. Местами степень метаморфизма пород снижается до зеленокаменных изменений, без видимой закономерности. По мнению авторов это накладывает ограничение на использование субдукционной модели метаморфизма [4] для объяснения геодинамических условий преобразования метаспород ильпинейской свиты. Очевидно, здесь существенное влияние на метаморфизм оказывали процессы надвигообразования, определяя неравномерность метаморфического изменения пород, особенно, их расщепление.

Химический состав пикритов отражен в таблице. Он аналогичен составу диопсидовых метапорфиритов ильпинейской свиты, распространенной в осевой части Пенжинского кряжа [2]. Спецификой химического состава пикритов участка г. Кедровая является низкие содержания калия, рубидия и повышенные титана, алюминия, бария и стронция, при отношениях SiO_2/MgO около 2. По этим параметрам описываемые метапикриты занимают промежуточное положение между пикритами офиолитовых комплексов и пикробазальтами внутриплитного геохимического типа. Возможно, наблюдаемая геохимическая специфика пикритов ильпинейской свиты обусловлена частичным перераспределением химических компонентов в процессе метаморфизма, с выносом калия и рубидия. Для более однозначных выводов необходимы дополнительные геохимические исследования пород и минералов, не затронутых метаморфическими изменениями.

В заключение необходимо подчеркнуть, что представленные выше материалы по метапикритам участка г. Кедровая коррелируются с данными по пикритам ильпинейской свиты Ганычаланского блока, опубликованными в работе [5], что указывает на широкое проявление раннепалеозойского ультраосновного вулканизма в описываемом регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда ДВО РАН (грант 15-1-2-053).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов и др.** Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63-69
2. **Добрецов Н.Л.** Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Наука. Новосибирск. 1974. 412 стр.
3. **Маракушев А.А.** Петрогенезис и рудообразование. / М. Наука. 1979. 262 С.
4. **Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М.** Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2 . С. 41-63.
5. **Силантьев С.А., Соколов С.Д., Полунин Г.В.** Новые данные о составе метаморфических образований бассейна р. Таловки. (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника. 1984. № 2 . С. 82-90.
6. **Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В.** Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82-93.
7. **Чехов А.Д.** Тектоника Таловско-Пикульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука. 1982. С. 70-106.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНЫХ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Парфенов А.В., Лебедев В.А.

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

Казбекский неовулканический центр – один из крупнейших ареалов проявления четвертичного магматизма на Большом Кавказе. Он расположен в юго-восточной части одноименной вулканической области в верховьях р. Терек и ее левых притоков (Суатиси, Мнаиси, Чхери, Девдораки) на территории общей площадью около 250 км². В тектоническом плане вулканический центр локализован на участке сочленения Центрального и Восточного сегментов мегаантиклинория Большого Кавказа и приурочен к району пересечения Главного Кавказского взброса крупным региональным Казбек-Цхинвальским разломом, являющегося северным звеном Левантийской левосдвиговой зоны [3]. При этом все вулканические аппараты Казбекского центра расположены к югу от зоны Главного Кавказского взброса в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа, сложенной вулканогенно-осадочными толщами субдукционно-аккреционного комплекса ранней-средней юры. В состав вулканического центра входит собственно полигенный стратовулкан Казбек, расположенный в центре кальдеры своего вулкана-предшественника – Палео-Казбека, а так же более 10 разновозрастных вулканов-спутников, окружающих его дугой с южной стороны.

Согласно результатам К-Аг изотопного датирования магматическая активность в пределах Казбекского центра дискретно развивалась на протяжении последних 450-400 тыс. лет. Выделено четыре временных интервала максимального проявления вулканической деятельности (фазы вулканической активности): I – 460-365, II – 300-200, III – 130-90, IV – <50 тыс. лет назад. Вторая и третья фазы соответственно подразделены на более короткие временные отрезки – раннюю и позднюю стадии.

На первой фазе вулканическая активность была сконцентрирована в северной части Казбекского центра. Активность проявлял центральный конус, а также ряд мелких аппаратов в современном Девдорацком ущелье, остатки которых сохранились в виде серии некков и даек. На второй фазе в конце среднего плейстоцена извергались вулканы Палео-Казбек и Бетлеми. В промежутке между второй и третьей фазами произошло проседание конуса Палео-Казбека и образование на его месте кальдеры. Третья фаза ознаменовалась в первую очередь появле-

нием в центре кальдеры современного стратовулкана Казбек. Кроме него в конце третьей фазы активность проявлял ряд малых вулканических аппаратов. На четвертой стадии извергались исключительно вулканы-спутники в юго-восточной части Казбекского центра.

Вулканисты центра представлены базальтовыми (трахи-) андезитами, (трахи-) андезитами и дацитами. Преобладают лавы андезитового и дацитового состава. Вулканисты, как правило, имеют массивную текстуру и порфировую структуру (от 10 до 60% вкрапленников). В подчиненном объеме отмечены афировые разности. Нормативный оливин отсутствует, а количество нормативного кварца варьирует от 5% в основных до 25% в умеренно кислых породах. Сквозными минералами для всех типов лав являются плагиоклаз (28-68% An), ортопироксен (бронзит-гиперстен), амфибол (роговая обманка) и кварц. Спорадически встречается клинопироксен (авгит). В основных породах к этой ассоциации добавляется оливин (хризолит-гиаолосидерит, Fo_{66-84}), а в умеренно кислых – биотит. Основная масса преимущественно состоит из лейст плагиоклаза, рудных минералов и вулканического стекла. Иногда в ее составе отмечаются микролиты клинопироксена, амфибола и биотита. Доминирующая структура основной массы микролитовая, реже встречаются гиалопилитовая, пилотакситовая и интерсертальная.

Необходимо обратить внимание на важные минералогические особенности, присущие фенокристам и микролитам основной массы лав Казбекского центра. Вкрапленники плагиоклаза часто имеют сложную осцилляционную зональность. При этом у них отмечается наличие неоднородных периферийных зон с сетчатым строением, состав которых может заметно выходить за рамки общих ритмов зональности (плагиоклаз № 28-68) кристалла. Такие фенокристы обычно имеют неровные размытые (оплавленные) границы. У некоторых индивидов плагиоклаза обнаружено присутствие ядра, отделенного от периферийной зоны резкой границей. Примечательно, что микролиты плагиоклаза в основной массе лав также часто имеют неоднородный состав (от андезина до лабрадора). Зерна кварца в породах всегда оплавлены и окружены реакционными каймами двух типов. Первая сложена новообразованным вулканическим стеклом, а вторая микролитами авгита. Последние образуют характерные веерообразные агрегаты, направленные в сторону кварца. Описанные минералогические особенности вулканистов являются характерными признаками смешения неравновесных расплавов (гибридизма), при котором уже образованные вкрапленники одного расплава, реагируя со вторым расплавом, частично расплавляются в нем до момента достижения системой полного равновесия. После стабилизации ядро измененного вкрапленника становится центром кристаллизации для равновесного новообразованной гибридной среде минерала. Отсутствие в основных разностях лав нормативного оливина (на фоне присутствия модалного) говорит о «нехватке» магния и железа в расплаве на фоне переизбытка кремнезема, что также является дополнительным признаком гибридного происхождения расплавов.

Химический состав вулканистов Казбекского центра варьирует от базальтовых андезитов–трахиандезитов до дацитов (SiO_2 – 55.3-68.0, Na_2O+K_2O – 5.0-7.0, MgO – 1.5-6.0%). Большинство вулканистов относится к известково-щелочной петрохимической серии, а по соотношению K_2O/SiO_2 изученные породы в основном являются умеренно-калиевыми. На различных петрогенетических диаграммах для основных пород, поля составов вулканистов Казбекского центра тяготеют к областям постколлизийных или внутриплитных образований, обычно связанных с активностью различных мантийных резервуаров. Породы Казбекского центра в целом содержат повышенные концентрации Sr (до 1006 ppm), Ba (до 893 ppm) и Zr (до 224 ppm), что также характерно для внутриплитных образований. Петролого-геохимические данные в совокупности свидетельствуют о том, что основную роль в петрогенезисе казбекских лав играли процессы фракционной кристаллизации, при подчиненной роли ассимиляции корового вещества.

Установлено, что состав извергавшихся расплавов закономерно менялся на протяжении каждой фазы вулканической активности. В начале каждой из фаз извергались основные, а к ее завершению – умеренно кислые лавы. На вариационных диаграммах для породообразующих оксидов отчетливо видны тренды снижения содержаний Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 и MnO , а также некоторого увеличения содержания щелочей и глинозема, на фоне комплементарного роста кремнекислотности расплава. При этом происходило заметное уменьшение концентраций совместимых микроэлементов (Ni, Cr, Co, Sr, V и др.) и накопление несовместимых (Rb, Y и др.). В начале каждой новой фазы состав лав скачкообразно менялся в сторону увеличения их основности, что, вероятнее всего, свидетельствует о поступлении в магматический очаг новой порции глубинной магмы (replenishment). Последняя смешивалась с остаточными дациотовыми расплавами, в результате чего образовывались гибридные андезитовые магмы. Они были перегретыми (свыше $1000^\circ C$) и очень подвижными, что приводило к возобновлению вулканической активности на каждой новой фазе [1].

Диапазон вариаций Sr-Nd изотопного состава в казбекских лавах довольно мал ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.70430-0.70456; ϵ_{Nd} от +1.62 до +3.28). Их Sr-Nd характеристики близки по своим значениям к таковым в региональном мантийном резервуаре «Caucasus» ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7041 \pm 0.0001$, $\epsilon_{Nd} = +4.1 \pm 0.2$) [1, 2], который, вероятно, являлся основным источником вещества магматических расплавов Казбекского неовулканического центра при незначительном вкладе ассимилированной верхнекоровой компоненты (преимущественно в средних-кислых – кислых породах).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. М.: ИГЕМ РАН. 2003. 27с.
2. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. Т. 48. № 1. С.45-73.
3. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973. 280 с.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ АНДЕЗИТЫ КАМЧАТКИ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Перепелов А.Б.¹, Щербаков Ю.Д.¹, Чащин А.А.², Пузанков М.Ю.³, Карманов Н.С.⁴,
Цыпукова С.С.¹

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

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

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: puzankov@kscnet.ru

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: karmanov@igm.nsc.ru

Актуальность исследований Mg# андезитового вулканизма определяется его индикаторным значением в расшифровке истории магматической и геодинамической эволюции островодужных систем и активных континентальных окраин. Этот тип пород известен во многих обстановках зон конвергенции литосферных плит и часто рассматривается в связи с проблемой адакитового магмогенеза, к примеру: Алеутская островная дуга, Филиппины, Фиджи, Тонга, Соломоновы острова, Япония, Мексика, Эквадор, Панама, Анды, Тибет, Камчатка.

При этом, как показывают данные многочисленных исследований, Mg# андезиты обладают значительными вариациями минерального и вещественного составов, а условия их формирования не всегда соответствуют моделям, разработанным для них в связи с проблемой адакитов. С одной стороны, их происхождение в рамках модели адакитового магмогенеза определяется особыми геодинамическими условиями образования магм такого типа в условиях высоких значений теплового потока и плавления эклогитизированного вещества океанической литосферы, что свидетельствует о возможности их мантийного генезиса. С другой стороны, известны примеры, когда Mg# андезиты зон конвергенции литосферных плит, несмотря на общее петрохимическое соответствие этой разновидности вулканических пород, обладают признаками гибридного происхождения и по индикаторным редкоэлементным признакам отвечают обычному надсубдукционному типу. В островодужной системе Камчатки развитие примитивного Mg# андезитового вулканизма установлено на Корякском перешейке, в Северном сегменте ЦКД в зоне Алеутско-Камчатского сочленения, в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта (рис. 1). Авторами доклада они обнаружены и исследованы на южном фланге Центральной Камчатской депрессии и на Южной Камчатке в строении отдельных построек ареальной зоны Толмачева Дола. Как показали проведенные исследования, Mg# андезиты изученных комплексов пород имеют различное происхождение и принадлежат как адакитовому, так и IAB типу ассоциаций пород, соответственно.

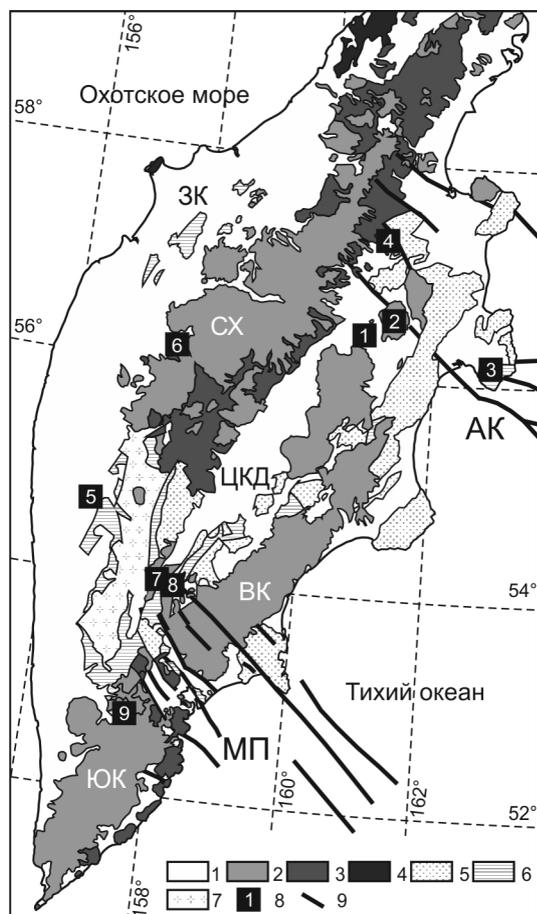


Рис. 1. Районы развития Mg# андезитового магматизма Камчатки на схеме кайнозойских вулканических поясов.

1 – современные и неогеновые вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные вулканические пояса Южной Камчатки (ЮК), Восточной Камчатки (ВК) и Срединного хребта (СХ); 3 – олигоцен?-миоценовые вулканогенные комплексы; 4 – ранне-среднеэоценовый Западно-Камчатский вулканический пояс (ЗК); 5 – палеогеновые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные комплексы; 6 – поздне меловые вулканогенные и терригенно-осадочные комплексы; 7 – гранитно-метаморфические палеозой?-мезозойские комплексы; 8 – Районы развития Mg# андезитового вулканизма (1 – вулканы Заречный, Харчинский, 2 – вулкан Шивелуч, 3 – полуостров Камчатский Мыс, 4 – Шишейский комплекс, 5 – юго-западный фланг Срединного хребта, 6 – район г. Тюрпора, Западная Камчатка, 7 – междуречье рек Озерная Камчатка и Правая Камчатка, 8 – г. Оленья, 9 – Толмачев Дол (вулкан г. Мохнатенькая), 9 – разломные дислокации. ЦКД – Центральная Камчатская депрессия.

Проявления Mg# андезитов в междуречье рек Правая и Озерная Камчатка и в строении вулканического массива г. Оленья на юго-западном фланге ЦКД датированы средним плиоценом и находятся в ассоциации с NEB, NEBA, Mg# андезибазальтами и адакитами низкокремнистого (LSA) и высококремни-

нистого типов (HAS). Они отличаются развитием среди вкрапленников исключительно Орх, которые в ядрах кристаллов имеют бронзитовый состав (En_{87-74}), а в краевых зонах представлены гиперстенами (En_{66-64}). Во вкрапленниках бронзитов обнаружены редкие включения крем-

некислого стекла (SiO_2 73.5-75.2 мас.%) с «трондьемитовым» и калиевым химизмом. Геохимические характеристики Mg# андезитов выражены здесь в высокой магнезиальности пород (Mg# 60-70), умеренном фракционировании REE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6.4-7.5$), повышенных концентрациях Co (16-32), Ni (57-92), Cr (92-179 ppm) и повышенных величинах Sr/Y отношений (43-50) (рис. 2). В сравнении с ними, NEB, помимо их относительного обогащения HFSE компонентами, характеризуются более высоким уровнем обогащения REE и более значительными концентрациями Co (32-42), Ni (153-173) и Cr (256-319 ppm) при близких значениях La_N/Yb_N отношений (6.3-7.8) (рис. 3А). Высококремнистые адакиты г. Оленья ($\text{SiO}_2=63-69$ мас.%) в сравнении с Mg# андезитами, напротив, обладают значительно более низкими содержаниями REE и слабой степенью их дифференциации ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=3.3-6.3$) при заметно более высоких величинах Sr/Y отношений (50-92). Предполагается, что Mg# андезиты южного фланга ЦКД являются продуктом взаимодействия высококремнистого расплава, образующегося при плавлении эклогитизированных фрагментов погруженного в мантию вещества океанической литосферы, и надсубдукционной перидотитовой мантии.

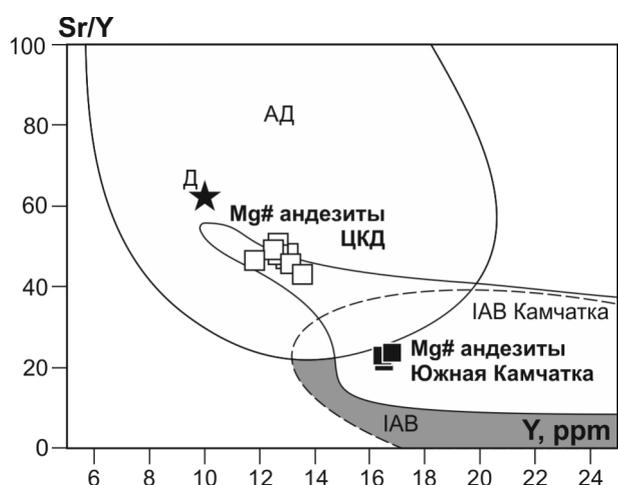


Рис. 2. Два типа Mg# андезитов Центральной и Южной Камчатки на диаграмме Sr/Y-Y.

Поля составов пород: **IAB** – островодужные базальты и андезиты, **АД** – адакиты. Камчатка – поле составов базальтов и андезитов IAB геохимического типа плиоцен-четвертичных вулканических поясов островодужной системы Камчатки (n=1033). **Д** – «примитивный» дацитовый компонент. **ЦКД** – Центральная Камчатская депрессия.

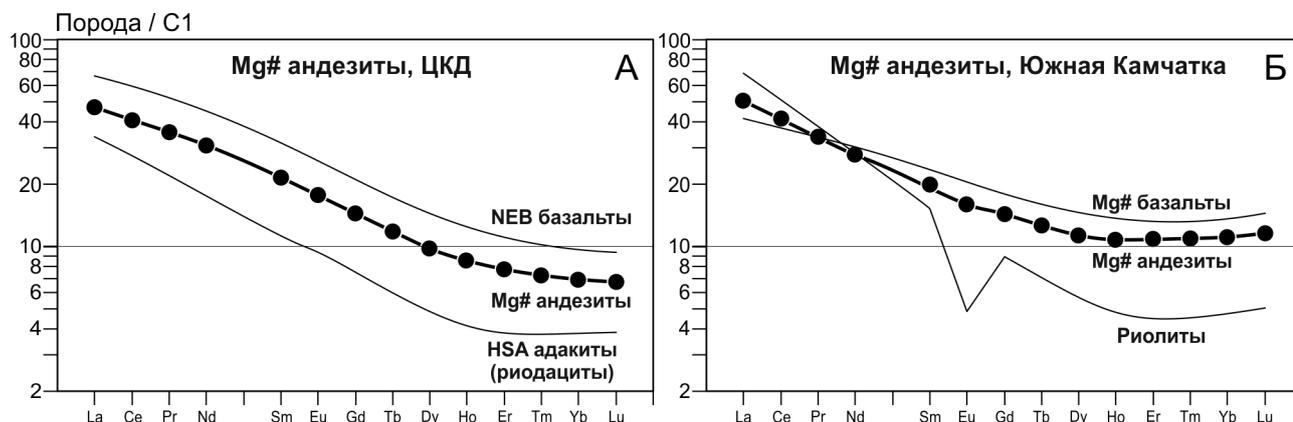


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в Mg# андезитах и ассоциирующих с ними вулканических породах юго-западного фланга Центральной Камчатской депрессии (А) и ареальной зоны Толмачева Дола на Южной Камчатке (Б).

Mg# андезиты Толмачева Дола изучены на примере вулканического верхнеплейстоцен-голоценового (?) конуса горы Мохнатенькая (см. рис. 1). История развития этого вулканического сооружения демонстрирует антидромную направленность в смене составов пород. На начальном этапе его развития проявлены значительные объемы Mg# андезитов, а на заклю-

чительном этапе – магнезиальные базальты. Отмечено присутствие в лавах ксеногенного кислого материала. В качестве редких вкрапленников в Mg# андезитах присутствует оливин Ol и отмечаются дезинтегрированные включения риолитовой пемзы. Помимо пемзы, в лавах андезитов наблюдаются оплавленные и резорбированные ксеногенные кристаллы Pl и Qtz. Лавы базальтов вулкана, напротив, содержат большое количество крупных вкрапленников Ol, а ксеногенный материал (Pl, Qtz, пемза) крайне редок. В андезитах крупные вкрапленники Ol обладают преимущественно форстеритовыми составами (Fe_{86-84}). В центральных зонах вкрапленников Ol содержатся мельчайшие включения шпинелей хромпикотитового состава. Ядра вкрапленников Ol в базальтах (Fe_{86-82}), включения шпинелей в Ol из базальтов близки по составам соответствующим минеральным фазам из андезитов. Основная масса базальтов имеет состав высокоглиноземистых андезибазальтов, тогда как стекло основной массы андезитов по составу риодацитовое и высококалиевое. Ксенокристаллы Pl из андезитов имеют округлые и вытянутые формы с отчетливо выраженными реакционными каймами. Они отвечают по составам андезинам (An_{37-42}). Реакционные каймы ксенокристаллов Pl имеют неоднородный состав с преобладанием мельчайших (5-10 мкм) новообразованных выделений зерен Pl и редких Crx и Mgt. В интерстициях между зернами Pl в реакционных каймах наблюдаются «капли» стекла. Главными компонентами включений пемзы из Mg# андезитов, помимо новообразованного стекла (до 50%), являются K-Na полевые шпаты (Kfs), кислый Pl, Qtz, и кристаллы полевых шпатов, которые отвечает по составу аноклазам. Кроме породообразующих компонентов в породе присутствуют редкие акцессорные кристаллы ильменита, циркона, монацита, а также «теневые» кристаллы темноцветных минералов – биотита (Bt ?) и амфибола (Amph ?). Отчетливые признаки плавления и дезинтеграции исходной полнокристаллической породы включения связаны с его ассимиляцией перегретым расплавом. Лавы базальтов и андезитов ареальной зоны Толмачева Дола и, в частности вулкана г. Мохнатенькой, принадлежат островодужной умереннокалиевой известково-щелочной серии пород с низкими содержаниями HFSE (Ti, Nb, Ta, Hf). Андезиты имеют высокую магнезиальность (Mg# 62-65), повышенные концентрации Co (21-22), Ni (54-66), Cr (157-175 ppm), низкие величины Sr/Y отношений (22-23) и слабую степень фракционирования REE ($La_N/Yb_N=4.8-4.9$) (рис. 2, 3Б). Предполагается, что высокомагнезиальный базальтовый расплав на инициальной стадии развития центра внедрялся в область миоцен-плиоценового вулканогенного фундамента Толмачева Дола, в строении которого локализованы субвулканические и интрузивные тела высококалиевых риолитов и гранитов. Высокотемпературный базальтовый расплав, содержащий Ol-Sr минеральный парагенезис раннего этапа кристаллизации, дезинтегрирует, расплавляет и ассимилирует в процессе взаимодействия с породами фундамента кислое кристаллическое вещество. Новообразованный высококремнистый расплав риолитового состава и реститовый кристаллический компонент из дезинтегрированных пород фундамента поступает в базальтовую магму. В результате контаминации и раскисления расплава магмы приобретают андезитовый состав с «базальтовым» парагенезисом минералов-вкрапленников и «андезитовым» парагенезисом микролитов в основной массе риодацитового состава. Процесс формирования андезитов в данном случае был реализован при ассимиляции базальтовым расплавом anomalно большого объема (30-35%) кислого риолитового вещества. Контаминирующий компонент определен при этом в составе 70-75% новообразованного кислого силикатного расплава и 23-25% ксеногенного кристаллического вещества (4-5% Qtz и 19-20% Pl). Увеличение вязкости контаминированной магмы послужило причиной формирования мощных и коротких по протяженности лавовых потоков андезитов, содержащих ксеногенный материал, а в завершение развития вулканического центра произошло поступление слабо контаминированных (3-5%) базальтовых расплавов.

Результаты исследований вулканических комплексов Камчатки с проявлениями Mg# андезитов указывают на существование среди них, по крайней мере, двух различных генетических типов. Один из типов Mg# андезитовых магм является результатом мантийного магмогенеза, а другой отражает в своем происхождении возможность протекания процессов взаимодействия основных и кислых вулканических расплавов IAB типа. Полученные минералого-геохимические характеристики Mg# андезитов позволяют различать их принадлежность к тому или иному процессу.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-00717-а, и Президента РФ по поддержке ведущих научных школ, грант № НШ-9638.2016.5.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРЕДЕЛАХ СДВИГОВЫХ ЗОН (ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ШОВ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Петровская Л.С., Петровский М.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапты, lspetrovskaya@geoksc.apatity.ru

Одной из дискуссионных проблем метаморфической петрологии является проблема пространственно-временного проявления деформационно-вещественных преобразований в земной коре и их генетической взаимосвязи, а также приуроченности наиболее глубоких изменений пород к зонам повышенных деформаций, что находит своё отражение в известной концепции стресс-метаморфизма, показывающей возможное влияние тектонического фактора на термодинамические параметры и кинетику метаморфических реакций.

Предметом настоящих исследований являются различные по своему происхождению и вещественному составу супракрустальные комплексы Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса, Кислогубской и Майяврской тектонических пластин и Куркенйокской клиновидной зоны. Эти комплексы пород развиты в пределах Лапландско-Беломорского тектонического шва и представляют собой типичные сложодислоцированные метаморфические образования, сформированные в процессе нескольких этапов тектонометаморфизма. Сдвиговые деформации, наблюдаемые в пределах этих структур, характеризуются неоднородностью проявления, что находит своё отражение в сложных соотношениях разномасштабных участков с контрастным развитием пластических деформаций [1].

Алгоритм исследований включает в себя: изучение пространственного распределения вариаций структурно-текстурных преобразований метаморфических комплексов, расположенных в зонах пластических сдвиговых деформаций; детальное картирование и опробование участков, сложенных породами однородного литохимического состава, но различающихся как по характеру и интенсивности деформаций, так и по гетерогенности вещественного сложения; изучение петрохимического состава пород; отбор каменного материала для изучения минеральных ассоциаций, сформированных в условиях различной интенсивности тектонометаморфических преобразований; заключительный этап характеризовался изучением особенностей минеральных ассоциаций и количественной оценкой термодинамических условий их формирования.

Фрагмент Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса располагается в пределах мощной сдвиговой зоны Главного разлома, маркирующей контакт двух структурно-вещественных комплексов архея: раннеархейского (древнее 2.80 млрд. лет) гранитогнейсового (инфракомплекса) и позднеархейского (моложе 2.76 млрд. лет) зеленокаменного, осадочно-вулканогенного

(супракомплекса). Эндогенная история супракомплекса характеризуется проявлением двух тектонометаморфических циклов, протекавших в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [2]. Все изученные образцы гранат-биотитовых гнейсов, развитые в пределах Воче-Ламбинского геодинамического полигона, по своим петрохимическим характеристикам относятся к одному литогеохимическому типу и реконструируются [3] как высокоглинистые и глинистые метаграувакки. Термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $\text{Grt}_{81.7-86.1} + \text{Bt}_{49.4-56.0} + \text{Pl}_{29.5-36.6} + \text{Qtz}$ слабдеформированных зон оцениваются в $T = 500-640$ °С, $P = 6.0-7.8$ кбар, что, вероятно, характеризует фоновые P-T условия метаморфизма. В зонах проявления интенсивных пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $\text{Grt}_{79.0-87.0} + \text{Bt}_{49.0-55.5} + \text{Pl}_{29.9.8-39.0} + \text{Qtz}$, а термодинамические условия его формирования составляют: $T = 550-710$ °С, $P = 8.0-11.6$ кбар.

Кислогубская тектоническая пластина простирается в северо-западном направлении, ограничена разломами и сложена позднеархейскими биотит-амфиболовыми (\pm гранат) и гранат-двуслюдяными гнейсами с прослоями полосчатых полевошпатовых (\pm гранат) амфиболитов. Она представляет собой сегмент шовной зоны со степенью преобразования вещества в условиях эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фаций метаморфизма. Пласты гранатовых двуслюдяных гнейсов смяты в складки, размер которых может достигать сотни метров [2]. Изученные гранат-двуслюдяные и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы по своим петрохимическим характеристикам реконструируются как ортопороды [4], а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, их фигуративные точки соответствуют составам дацитов и риодацитов, и низкощелочных дацитов, соответственно. Термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $\text{Grt}_{98.5-98.9} + \text{Bt}_{93.97} + \text{Ms}_{86.7-94.0} + \text{Kfs}_{92.9-95.9} + \text{Pl}_{12.3-17.3} + \text{Qtz}$ слабдеформированных зон оцениваются в $T=620-640$ °С, $P=8.2-10.1$ кбар, что, вероятно, характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных ортогнейсов в пределах участка, в зонах интенсивных пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $\text{Grt}_{89.7-91.7} + \text{Bt}_{59.72.6} + \text{Ms}_{59.8-68.2} + \text{Kfs}_{93.1-95.9} + \text{Pl}_{27.8-29.3} + \text{Qtz}$, а термодинамические условия его формирования составляют: $T=610-740$ °С, $P=11.6-17.1$ кбар. Для минеральной ассоциации $\text{Grt}_{93.0-96.3} + \text{Bt}_{92.7-95.6} + \text{Amp}_{93.0-94.2} + \text{Pl}_{15.1-15.6} + \text{Qtz}$ из интенсивно пластически деформированных гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов, получены оценки термодинамических параметров ($T=680-770$ °С и $P=12.8-14$ кбар), которые являются близкими по термодинамическим значениям рассчитанным для интенсивно пластически деформированных гранат-двуслюдяных ортогнейсов.

Куркенйокская клиновидная зона расположена в юго-восточной части Лапландско-Беломорского тектонического шва, ограничена разломами и сложена в основном полевошпатовообманковыми амфиболитами. В амфиболитах наблюдаются в различной степени деформированные пласты метапелитов (мощностью до 200 м) [2]. По своим петрохимическим характеристикам все исследованные образцы гранат-двуслюдяных гнейсов реконструируются как парапороды [4], а на диаграмме ФАК [3] их фигуративные точки соответствуют составам граувакковым и субграувакковым песчаникам. Для гранат-двуслюдяных парагнейсов термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $\text{Grt}_{85.2-88.6} + \text{Bt}_{49.2-51.7} + \text{Ms}_{44.2-47.6} + \text{Kfs} + \text{Pl}_{18.3-20.5} + \text{Qtz}$ из слабдеформированных зон оцениваются в $T=520-590$ °С, $P=5.5$ до 8.0 кбар, что, вероятно (?), характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных парагнейсов в пределах детального участка. В зонах интенсивного проявления пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $\text{Grt}_{85.3-90.7} + \text{Bt}_{48.0-51.4} + \text{Ms}_{44.2-58.5} + \text{Kfs} + \text{Pl}_{18.4-19.6} + \text{Qtz}$, а термодинамические условия его формирования составляют: $T=490-590$ °С, $P=7.2-9.2$ кбар. По своим петрохимическим характеристикам исследованные образцы, интенсивно деформированных гранатовых амфиболитов, реконструируются как

ортопороды [4], на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, соответствует составам базальтов. Для минеральной ассоциации $\text{Grt}_{77.1-78.9} + \text{Hbl}_{50.1-53.0} + \text{Pl}_{32.5-38.5} + \text{Qtz}$ из интенсивно деформированных гранатовых амфиболитов определены термодинамические параметры центральных частей: $T=650-670$ °C и $P=7.4-7.6$ кбар, которые, вероятно, соответствуют термодинамическим характеристикам проявления раннего этапа их формирования, краевые его части характеризуются P-T параметрами в $T=630-640$ °C, $P=8.9-9.4$ кбар. Оценки давления краевых частей гранатов ($8.9-9.4$ кбар) выше таковых в центральных его частях ($7.4-7.6$ кбар) и являются близкими к оценкам давления, определенным для интенсивно пластически деформированных гранат-двуслюдяных парагнейсов ($8.0-9.2$ кбар) в пределах детального участка.

Майяврская тектоническая пластина представляет собой полосу северо-западного простирания, сложенную позднеархейскими толщами гранатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитов с резко подчиненным количеством гранат-биотитовых гнейсов. Породы Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса и Майяврской тектонической пластины претерпели близкие структурно-метаморфические преобразования двух этапов метаморфизма в условиях амфиболитовой фации [2]. Были изучены, в различной степени пластически деформированные, гранатовые амфиболиты с редкими прослоями слабдеформированных гранат-биотитовых гнейсов. По своим петрохимическим характеристикам гранатовые амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы реконструируются как ортопороды [4], а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, их фигуративные точки соответствуют составам базальтов и риодацитов, соответственно. P-T условия формирования минерального парагенезиса гранатовых амфиболитов из слабдеформированных зон ($\text{Grt}_{71.1-75.1} + \text{Hbl}_{36.6-39.4} \pm \text{Bt} + \text{Pl}_{27.4-36.9} + \text{Qtz}$) оцениваются в $T=610-700$ °C, $P=6.5-7.4$ кбар, а из зон средней ($\text{Grt}_{71.7-78.4} + \text{Hbl}_{37.0-44.4} \pm \text{Bt} + \text{Pl}_{30.9-37.2} + \text{Qtz}$) и интенсивной ($\text{Grt}_{80-86.5} + \text{Hbl}_{46.1-60.1} \pm \text{Bt} + \text{Pl}_{23.4-47.3} + \text{Qtz}$) степени пластических деформаций определены в $T=630-670$ °C, $P=6.2-8.2-8.5$ (?) кбар и $T=600-670$ °C, $P=8.2(?) - 10.4-11.1$ кбар, соответственно. Для минеральной ассоциации ($\text{Grt}_{70.3} + \text{Bt}_{66.6} + \text{Pl}_{22.8} + \text{Qtz}$) из гранат-биотитовых ортогнейсов получены оценки термодинамических параметров ($T=600-650$ °C и $P=4.0-6.3$ кбар), которые являются близкими по термодинамическим значениям, рассчитанным для гранатов из слабдеформированных амфиболитов, а также гранатов из слабдеформированных гнейсов, изученных в пределах Воче-Ламбинского геодинамического полигона.

Таким образом, проведенные геолого-петрологические исследования пород и минеральных парагенезисов, представляющих различные по строению и вещественному составу объекты, показали, что для всех изученных разновидностей пород устанавливаются существенные закономерные различия в составах гранатовых парагенезисов в зависимости от интенсивности деформационно-вещественных преобразований пород. Общей тенденцией является возрастание содержания CaO и, соответственно, доли гроссулярового компонента в гранатах из интенсивно пластически деформированных пород по сравнению со слабдеформированными породами. Кристаллы гранатов, образованные в результате интенсивных тектонометаморфических деформаций, характеризуются достаточно однородным распределением компонентов в центральной и краевой его частях. Гранаты из слабдеформированных зон обладают сложной химической зональностью, которая характеризуется однородным составом в центральной части, снижением содержания Mn, Fe и ростом концентрации Ca и Mg в краевой его части.

Диапазоны давлений, зафиксированные для слабдеформированных участков Воче-Ламбинского геодинамического полигона ($6.0-7.5$ кбар), Майяврской тектонической пластины ($6.5-7.4$ кбар) и Куркенйокской клиновидной зоны ($5.5-8.0$ кбар), являются близкими (при сопоставимых температурных значениях) и, по-видимому, отвечают диапазону фоновых давлений кульминационной стадии регионального метаморфизма амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа, проявленного в пределах зоны Лапландско-Беломорского тектониче-

ского шва [2]. Оценки давлений, полученные для разновидностей ортогнейсов Кислогубской тектонической пластины, сформированных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, являются завышенными, что обусловлено спецификой их химизма и возможностями использованных геотермобарометров.

Аномально высокие давления (9.1-11.6 кбар для гнейсов Воче-Ламбинского геодинамического полигона; 10.4-11.1 – гранатовых амфиболитов Майяврской тектонической пластины; 8.0-9.2 кбар – гранат-двуслюдяных парагнейсов Куркенйокской клиновидной зоны) можно рассматривать как сверхдавления, генерируемые при интенсивных пластических деформациях в неоднородной по своим реологическим свойствам среде. Вариации значений давления хорошо коррелируются с интенсивностью проявления пластических сдвиговых деформаций и литолого-геохимической среды их формирования и позволяет оценить так называемую «надбавку» тектонического давления относительно фонового в пределах одного литохимического типа пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петровская Л.С., Петров В.П., Петровский М.Н. и др. К проблеме термодинамических режимов метаморфических процессов глубинных сдвиговых зон (на примере Лапландско-Беломорского шва) // Апатиты. Вестник КНЦ РАН. № 4. 2015. С. 17-34.
2. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
3. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
4. Werner C.D. Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // Gerlands Beitr. Geophys. 1987. Vol. 96. № 3-4. P. 271-290.

ПОЛИФОРМАЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ ЗОН МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: РОЛЬ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ПО ДАННЫМ Rb, Nd, Sr, O ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ (НА ПРИМЕРЕ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

Полин В.Ф.¹, Дриль С.И.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vfpolin@mail.ru

²Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: sdril@igc.irk.ru

Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП) Алданского щита имеет сложное строение, обусловленное разнородным составом магматизма и присутствием в её основании блоков континентальной коры архейского, палео- и мезопротерозойского возрастов (геологическая структурная схема ККЮМП приведена в [3]). Формирование Провинции, как и других 12 зон мезозойского магматизма Алданского щита, связано с позднеюрско-раннемеловым этапом тектономагматической активизации региона. В это время, в результате закрытия палеозойского Монголо-Охотского океана и коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов [2 и др.], сменившейся в раннем мелу обстановкой скольжения литосферных плит калифорнийского типа, произошло заложение системы грабенов преимущественно субширотного простирания, в пределах которых широко проявился внутриплитный полиформационный магматизм.

При построении геолого-генетических моделей для мезозойского магматизма Алданского щита и связанных с ним месторождений одним из дискуссионных вопросов остается

природа источников вещества позднемезозойских магматитов и сопутствующих им рудных проявлений, который может быть решен только с привлечением изотопных данных. Целью нашего исследования являлось выявление возможных источников магматических расплавов, родоначальных для щелочных и субщелочных пород ККЮМП, на основе новых данных о вариациях изотопного состава свинца, совместно с материалами по геологии, геохронологии, геохимии, изотопии кислорода, стронция и неодима [3-6 и др.].

Изотопные характеристики изучены в представительных разновидностях пород четырех раннемеловых комплексов Провинции: субщелочного диоритоидно-гранитоидного учурского, монзонит-сиенит-граносиенитового кеткапского, фойидо- и щелочносиенитового дарьинского, фонотефрит-щелочнотрахитового бокурского, а также недавно выделенного [5] позднемелового фолонит-тингваит-нордмаркитового курунгского. Для сравнения получены данные по нижнекорovým метаморфическим породам Батомгской гранит-зеленокаменной области (БГЗО) – комплексу основания восточной ветви ККЮМП.

Согласно данным по изотопии кислорода (рис. 1), различия между щелочными и субщелочными образованиями имеют вероятной первопричиной разный состав плавящихся субстратов: предположительно мантийный – для щелочнобазитовых пород, и коровый, метаморфогенный – для субщелочных магматитов. Щелочно-салические образования в своем геохимическом [3] и изотопном [4] составе несут признаки смешения корового и мантийного вещества.

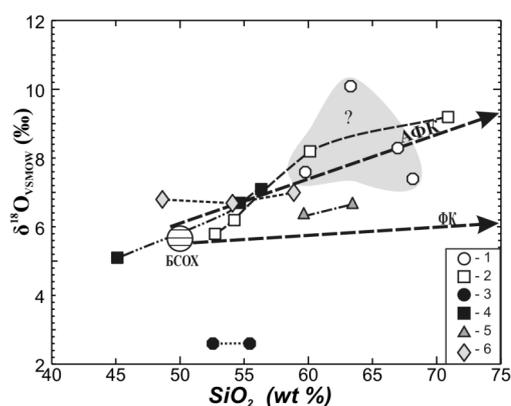


Рис. 1. Корреляционная диаграмма $\text{SiO}_2 - \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ для пород ККЮМП.

Здесь и на рис. 2-5 значки фигуративных точек комплексов пород: 1 – учурского, 2 – кеткапского, 3 – бокурского, 4 – дарьинского, 5 – курунгского, 6 – кристаллического основания Алданского щита. ФК, АФК – тренды фракционной кристаллизации и ассимиляции – фракционной кристаллизации, соответственно. БСОХ – поле базальтов срединно-океанических хребтов.

По распределению изотопов неодима и стронция практически все магматические породы отвечают ϵNd -отрицательному типу, с мало различающимся первичным изотопным составом стронция, но варьирующими от близких к BSE/PUM до EM-I первичными изотопными отношениями неодима (рис. 2, 3), что явно свидетельствует о различных источниках родоначальных расплавов для разных типов пород.

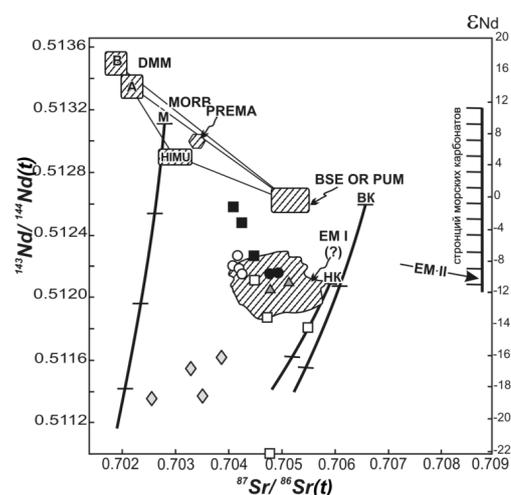


Рис. 2. Инициальные изотопные отношения Nd и Sr в породах ККЮМП и комплекса её основания. Возраст метаморфических пород для расчета инициальных отношений здесь и далее принят равным возрасту магматизма.

М, ВК, НК – линии эволюции изотопов неодима и стронция в мантии, верхней и нижней коре, соответственно, по [1]. Положение областей мантийных компонент приведены по [7].

Nd-Sr изотопные составы щелочнобазитовых пород дарьинского комплекса близки примитивной мантии (BSE/PUM). Тренд, направленный в область составов обогащенной мантии (EM-I) образуют щелочно-салические породы этого комплекса и, более молодого, курунгского (рис. 2, 3). Для последних, по

данным геохимии [3], предполагается «мантийно-коровое» происхождение. На этот же тренд, совпадающий с гиперболой смешения производных деплетированной мантии и нижнекоревой компоненты, ложатся составы и всех субщелочных пород ККЮМП [4]. Фигуративные точки метабазитов Батомгской гранит-зеленокаменной области и некоторых монцонитоидов кеткапского комплекса на Nd-Sr изотопной диаграмме обнаруживают еще более обогащенные составы, чем у EM I (см. рис. 2).

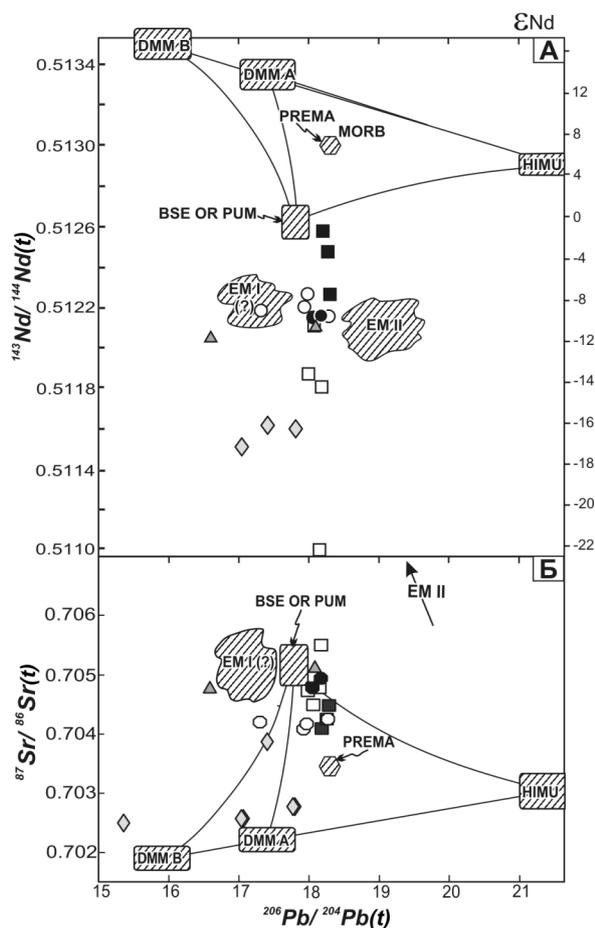


Рис. 3. Диаграммы « $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ » (А) и « $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ » (Б) для пород ККЮМП и комплекса её основания. Обозначения – как на рис. 1, 2.

мафитов мантийных выплавки подобного изотопно-геохимического типа могло быть связано с внедрением мантийных диапиров в структурах типа «slab-window» [2 и др.], либо – с воздействием мантийного плюма, согласно моделям разных авторов.

Верхнекоревый источник по свинцовым изотопным характеристикам соответствует источнику типа «Ороген», по модели «плюмботектоники», или среднему составу континентальной коры, по модели Стейси – Крамерса. Этот источник доминирует в большинстве калийных пород исследованных комплексов (см. рис. 1-5).

Третьим источником вещества является нижняя кора, но тип нижнекорового протолита, вовлекаемого в магматический процесс, остается пока не вполне определенным (см.рис. 2-5), что затрудняет оценку его роли в процессах петрогенезиса. По изотопным характеристикам Nd и Sr он близок к обогащенной мантии первого типа (EM I).

Синтез изотопных и геохимических данных позволил детализировать модель петроге-

Анализ модельного Sm-Nd возраста источников магм ККЮМП показал [4], что коровая предыстория щелочно-базитовых пород дарьинского комплекса была значительно короче, чем таковая кеткапских монцонитоидов и учурских субщелочных диоритоидов-гранитоидов. Величины модельных возрастов для других пород (в том числе и для источника бокурских щелочных базитов) являются, по-видимому, гибридными от возрастов корового архейско-протерозойского протолита и неопротерозойского (вендского) мантийного резервуара. С учетом вероятной близости изотопного состава щелочно-базитовых дарьинских плутонитов к составу родоначального мантийного расплава (см. рис. 1-3), логичным является предположение о первично мантийном происхождении их вендского источника.

Недавно проведенное изучение изотопии свинца в мезозойских магматитах ККЮМП и метаморфических породах БГЗО позволило уточнить происхождение родоначальных магм и провести более детальную типизацию их источников.

Мантийный источник вещества (вероятно, промежуточного между BSE/PUM и PREMA состава) фиксируется по изотопии ураногенных свинцов, кислорода, стронция и неодима в большинстве магматических образований, а в мафических щелочных породах он играет преобладающую роль (см. рис. 3-5). Возникновение родоначальных для щелочных

незиса, согласно которой родоначальные расплавы **субщелочных** пород ККЮМП образовались при плавлении разнородного корового материала под воздействием глубинного флюидно-теплового потока, проводником и, отчасти, источником которого служила колонна мантийных щелочнобазитовых магм. Исходные расплавы **базитовых щелочных** плутонитов дарьинского и вулканитов бокурского комплексов, близкие по составу к тефриту, судя по ряду признаков [3-6 др.; рис. 1-5], являлись продуктами глубокого мантийного уровня. Происхождение **щелочно-салических** пород дарьинского и курунгского комплексов увязывается с избыточным усвоением корового материала (в промежуточных очагах) высокотемпературными

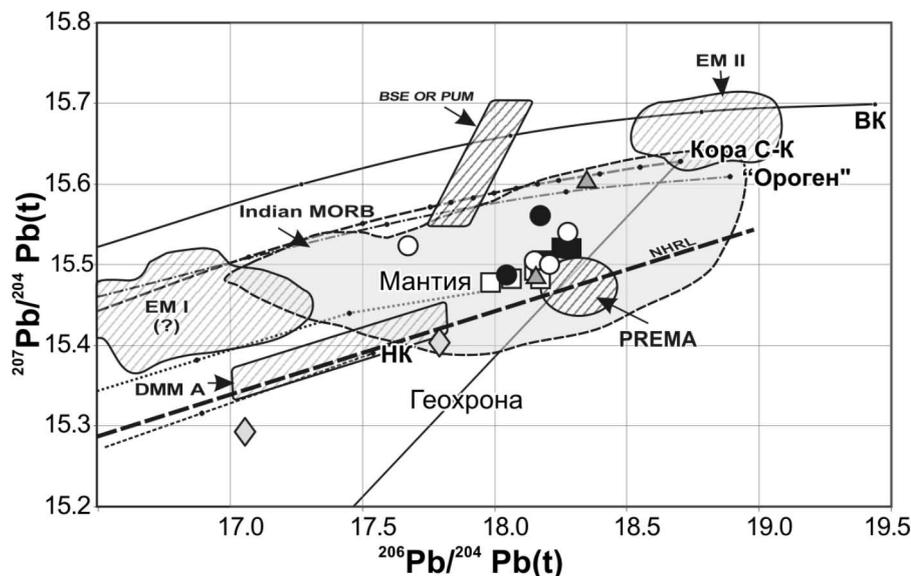


Рис. 4. Диаграмма « $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ » для магматических пород ККЮМП и метаморфических образований Батомгской гранит-зеленокаменной области. Адаптировано по [6, рис. 2].

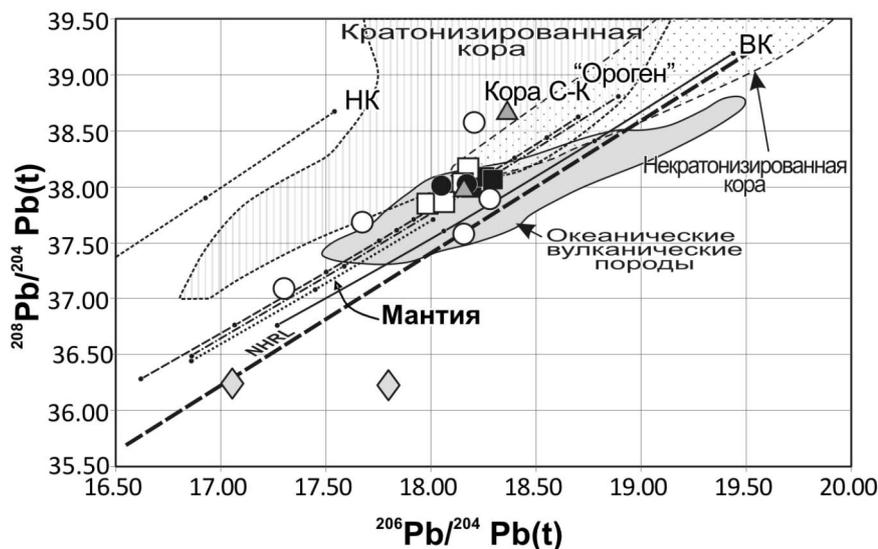


Рис. 5. Диаграмма « $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ » для магматических пород ККЮМП и метаморфических образований Батомгской гранит-зеленокаменной области. Адаптировано по [6, рис. 3].

флюидизированными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов: ДВО № 15-1-2-002, РФФИ №№

ЛИТЕРАТУРА

1. Зартман Р.Е. Pb-, Sr- и Nd изотопные характеристики рудных месторождений в зависимости от их геологического положения // Тр. XXVII МГК. Т. 12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука. 1984. Т. 12. С. 44-56.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
3. Полин В.Ф., Сахно В.Г. Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткарско-Юнской магматической провинции Алдана // ДАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 364-367.
4. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В. и др. Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткарско-Юнской магматической провинции Алдана: изотопные данные // ДАН. 2013. Т. 448. № 2. С. 181-187.
5. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В. и др. Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткарско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 67-72.
6. Полин В.Ф., Дриль С.И., Ханчук А.И. и др. Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматах Кеткарско-Юнской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 566-571.
7. Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493-571.

НЕРКАЮСКИЙ ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВЫЙ КОМПЛЕКС ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА: СОСТАВ ПРОТОЛИТОВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ, ВОЗРАСТ

Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потапов И.Л., Панфилов А.В.

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар,
e-mail: pystin@geo.komisc.ru*

Неркаюский метаморфический комплекс выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50000 в 1979 г. и на основании структурных особенностей, метаморфизма пород и соотношений с окружающими толщами отнесен к разрезу нижнего протерозоя [4]. Он слагает одноименный тектонический блок, имеющий в плане серповидную форму и прослеживающийся в северо-восточном направлении на 80 км при максимальной ширине в 15 км. Комплекс граничит на востоке по Главному Уральскому разлому с габбро и гипербазитами палеозойской офиолитовой ассоциации, а на западе по Эрешпорскому разлому глубокого заложения – со слабометаморфизованными средне-верхнерифейскими вулканогенно-осадочными отложениями.

Комплекс сложен полиметаморфическими образованиями. Породы многократно дислоцированы и преобразованы последовательно проявившимися метаморфическими процессами. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов представлены линейными складками преимущественно субширотного и северо-западного простирания, которые резко, почти под прямым углом, секутся уральскими структурами, имеющими здесь северо-северо-восточную ориентировку. В разрезе неркаюского комплекса преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты. Иногда отмечаются прослои кварцитов.

Прямых данных о возрасте пород неркаюского комплекса практически нет. Верхняя возрастная граница высокобарического метаморфизма может быть примерно оценена как 1.6 млрд лет на основании датировки циркона методом термоионной эмиссии свинца [2]. Скорее всего, этот цифра является заниженной, учитывая, что возраст ранних высокобарных проявлений метаморфизма в более детально изученном марункеуском комплексе на Полярном Урале достигает 1.86 млрд лет (циркон, SHRIMP-II; [1]). Возраст белых слюд из эклогитов,

определённый Ar-Ar методом, составляет $351,3 \pm 3,6$ и $352 \pm 3,6$ млн. лет [3]. Эти датировки могут указывать на время палеозойского этапа эксгумации эклогитсодержащих толщ.

Петрогеохимические особенности метаморфических пород и возможные геодинамические обстановки их формирования

В последние годы нами получены новые данные по петрохимическому и микроэлементному составу пород, преобладающих в разрезе неркаюского комплекса: эклогитов, апоэклогитовых амфиболитов и гранат-слюдяных кристаллических сланцев. Их анализ позволил уточнить ранее сделанные выводы о составе протолитов метаморфических образований, а также высказать предположение о возможных геодинамических обстановках их формирования.

Эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты. Судя по геологическим данным, рассматриваемые породы образовались по вулканитам. С целью уточнения генезиса метабазитов было рассмотрено положение фигуративных точек их составов на наиболее часто используемых дискриминантных диаграммах и был подтвержден их первично магматический генезис [5]. Если принять в качестве наиболее обоснованной гипотезу о вулканогенном генезисе протолитов эклогитов и амфиболитов, то результаты химических анализов свидетельствуют, что эти породы образовались по толеитовым базальтам, относящимся к низко-калиевому ряду.

На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса [7] точки составов эклогитов попадают в поле континентальных базальтов, а апоэклогитовых амфиболитов в поле базальтов океанических островов. Учитывая, что эти породы слагают одни и те же тела, формирование их протолитов в различных геодинамических обстановках навряд ли возможно. Некоторые различия в их химизме, скорее всего, связаны с метаморфизмом (диафторезом амфиболитовой фации), что и привело к смещению фигуративных точек составов на диаграмме Дж. Пирса. В связи с тем, что эклогитовый парагенезис является более ранним, именно положение точек составов эклогитов должно точнее отражать геодинамические условия образования пород. Таким образом, петрохимические данные дают основание предполагать, что протолиты исследованных нами метабазитов сформировались в континентальных условиях.

Распределение редкоземельных элементов в метабазитах имеет почти горизонтальную форму со слабо выраженным отрицательным наклоном. От La (в 30-40 раз выше значения по хондриту) линия тренда равномерно снижается до Lu (в 23-28 раз выше хондритового значения). Составы слабо обогащены лёгкими редкими землями относительно тяжёлых, величина отношения La/Yb около 1,9. Сравнение распределения РЗЭ в метабазитах неркаюского комплекса с типовыми составами вулканитов основного ряда показывает их сходство с платобазальтами и умеренно-обогащенными толеитами окраинных (задуговых) морей [6].

Метабазиты неркаюского комплекса характеризуются низким содержанием литофильных элементов – K, Rb, Ba. Количество Zr и Hf совпадает, а Ta, Nb и остальных элементов с высокой силой поля незначительно превышает содержание их в базальтах N-COX. Такое распределение элементов свойственно, например, платобазальтам юго-запада Японии, сформировавшимся в обстановке рифтогенеза континентальной окраины.

Гранат-слюдяные кристаллические сланцы. Ранее нами и другими исследователями был установлен первично-осадочный генезис этих пород.

С целью определения седиментационных условий, имевших место при накоплении осадков, был построен мультиэлементный спектр для кристаллических сланцев и выполнено его сравнение со спектрами распределения элементов в граувакках, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. Судя по полученным спектрам распределения элементов, можно судить о наибольшей схожести исследуемых кристаллических сланцев с составами граувакк континентальных островных дуг.

Суммируя результаты анализа петрогеохимических данных, можно сделать вывод об образовании протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса в обстановке континентального рифтогенеза и последующего формирования задугового моря.

Таким образом, проведенными исследованиями подтверждены данные о субширотном и северо-западном простирании ранних структур комплекса и подчиняющейся им ориентировке эклогитовых тел. Петрогеохимические данные указывают на то, что протолитами эклогитов были низко-калиевые толеитовые базальты, а формирование субстрата метаморфических пород неркаюского комплекса происходило в обстановке рифтогенеза континентальной окраины и последующего формирования задугового моря.

Приведенные в докладе данные подтверждают высказанное нами ранее представление о неркаюском комплексе как тектонически перемещенном фрагменте нижнедокембрийского платформенного кристаллического основания, вовлеченного в структуру уралид. Из этого следует, что установленные структурно-вещественные особенности пород рассматриваемого комплекса и их высокобарные метаморфические преобразования отражают определенные вехи в раннедокембрийской истории становления приуральской части фундамента Восточно-Европейского кратона.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №15-18-5-17.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Андреичев В. Л., Родионов Н. В., Ронкин Ю. Л.** U-Pb и Sm-Nd датирование эклогитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные // *Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания. Том 4. Апатиты: Кол. НЦ РАН. 2005. С. 17-19.*
2. **Вализер П. М., Ленных В. И.** Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука. 1988. 203 с.
3. **Иванов К. С.** Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // *ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231-234.*
4. **Пыстин А. М., Казак А. П., Чернышев Ю. А.** Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // *Записки ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 3. С. 346-353.*
5. **Пыстин А. М., Кушманова Е. В., Потапов И. Л., Панфилов А. В.** Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. № 11. 2014. С. 14-19.
6. **Фролова Т. И., Бурикова И. А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ. 1997. 320 с.
7. **Pearce J. A.** Statistical analysis of major element patterns in basalts. // *J. Petrol., 1976. V. 17. N 1. P. 15-43.*

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ЦИРКОНОВ КАК КРИТЕРИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Пыстина Ю.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, e-mail: yulia_pystina@mail.ru

Нами изучены цирконы из четырех гнейсо-мигматитовых комплексов Урала, принадлежность которых к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса обоснована достаточно надежно [3] в ходе исследований. Это александровский и ильменогорский комплексы на Южном Урале, няргинский комплекс на Приполярном Урале и харбейский комплекс на Полярном Урале. В результате выделено пять морфологических типов этого минерала [2].

Первый морфологический тип составляют аллотигенные цирконы различной окраски: от бесцветной до темно-розовой. Это реликтовые акцессорные минералы исходных терригенных пород. Поверхность зерен равномерно шероховатая, ребра полностью или частично сглажены.

Второй морфологический тип представлен кристаллами цирконов дипирамидально-призматического габитуса, а также округлыми (шаровидными) кристаллами. Иногда это сростки нескольких зерен. Округлость зерен в данном случае, в отличие от вышеописанного, не является следствием механического истирания, а определяется, как это считает А.А. Краснобаев [1], ростом кристаллов в жестких Р-Т условиях, характерных для гранулитовой фации метаморфизма, что позволяет выделить этот тип циркона как гранулитовый. Цирконы этого типа прозрачные, бесцветные, розовые, темно-розовые.

Третий морфологический тип образуют прозрачные бледноокрашенные цирконы неправильной формы без четких кристаллографических граней. Их фациальная принадлежность остается не вполне ясной, но судя по имеющимся возрастным датировкам таких цирконов в харбейском комплексе Полярного Урала (1896 млн. лет) и селянkinской свите ильменогорского комплекса Южного Урала (1818-1827 млн. лет), близким к возрасту раннего этапа метаморфизма амфиболитовой фации (1960-1640 млн. лет), описываемый минерал, скорее всего кристаллизовался в высокотемпературных условиях [3].

Четвертый морфологический тип составляют идиоморфные и субидиоморфные кристаллы цирконов с коэффициентом удлинения – 1,0-5,0. Внутреннее строение кристаллов характеризуется многозональностью. Такой циркон характерен для мигматизированных пород, испытавших метаморфизм амфиболитовой фации. Он выделен А.А. Краснобаевым [1] в мигматитовый тип. В изученных нами комплексах цирконы четвертого морфологического типа мало отличаются друг от друга и везде представлены прозрачными бесцветными или бледноокрашенными разновидностями.

В пятый морфологический тип выделены непрозрачные или полупрозрачные короткопризматические цирконы, окрашенные в коричневато-бурые тона. Они пространственно связаны с породами, испытавшими диафторез. При увеличении в 100-400 раз на зернах циркона обнаруживается микрорельеф, типичный для метасоматического роста; развиты меандры-выступы, сглаженные ребра, наросты, характерно слоистое строение микроструктур. Из пяти перечисленных выше морфологических типов цирконов два (второй и четвертый) широко представлены во всех изученных метаморфических комплексах, остальные имеют ограниченное распространение и пока установлены не повсеместно. Но, по-видимому, это вопрос времени.

Во всех исследованных комплексах выделенные морфологические типы цирконов анализировались на предмет выявления их микрогеохимического состава и распределения элементов в кристаллах. Изучение микрогеохимического состава цирконов проводилось на энергодисперсионном спектрометре JSM – 6410 фирмы Link с программным обеспечением ISIS – 300. Ускоряющее напряжение 20 кВ. Сила тока 1 нА. Элементы U, Pb, Th измеряли по аналитическим линиям $M_{\alpha 1}$. При количественном определении элементов проводили сравнение интенсивности линий исследуемых образцов, металлических стандартов: Zr – Zr, Fe – Fe, Hf – Hf, Pb – PbTe, Th – ThO₂, U – U. Учет фона и ошибка определения элементов заложены в программное обеспечение.

Проведенные микрозондовые исследования показали, что все выделенные морфологические типы цирконов в разных гнейсо-мигматитовых комплексах Урала сопоставимы по распределению U, Hf, Th, Pb, Fe, кроме того, для всех типов цирконов во всех исследованных комплексах (за исключением цирконов 4-го типа из пород харбейского и ильменогорского комплексов) установлено увеличение содержания Hf от центра к краю кристаллов. Это важный признак метаморфогенной природы минерала. Установленная, в ходе исследований, гетерогенность в распределении U и Hf в ядерной и краевой частях аутигенного (гранулитового) циркона (2-й тип) подтверждает сделанное выше предположение о том, что ядра не претерпевают полной гомогенизации и сохраняют «память» о предшествующих гранулитовому метамор-

физму процессах. И, наконец, характер распределения ZrO_2 / HfO_2 – отношений от края кристаллов к центру может указывать на кристаллизацию циркона как в прогрессивную стадию метаморфизма, так и в регрессивную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. 1986. 152 с.
2. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург. 2002. 187 с.
3. Pystin A. & Pystina J. The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust // International Geology Review, Vol. 57. Is. 11-12. 2015. P. 1650-1659. DOI: 10.1080/00206814.2014.991767.

УНИКАЛЬНЫЕ СОСТАВЫ СТЁКОЛ В КСЕНОЛИТАХ ИЗ БАЗАЛЬТОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Сафронов П.П.¹, Мартынов Ю.А.¹, Рыбин А.В.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, e-mail: psafronov@mail.ru, yurimartynov@mail.ru

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия, e-mail: rybin@imgg.ru

Методом рентгеноспектрального энерго-дисперсионного микроанализа изучен состав стекол в ксенолитах из базальтов о. Чиринкотан Центральной части Курильской островной дуги. Образцы готовились в виде пришлифованных прямоугольных столбиков размером $1.0 \times 1.5 \times 2.0 \text{ см}^3$, предварительно вырезанных из ксенолитов. В целом выделяется два генетических типа стекол: I – остаточные, интерстициальные, возникающие при почти полной раскристаллизации расплава (рис. 1 а); II – собственно расплавные включения в минералах, образующиеся в процессе роста последних (рис. 1 б, в). Наиболее показательные составы стекол из ксенолитов представлены в таблице № 1. Составы остаточных стекол характеризуются высоким содержанием кремнезема ~ 91–98 масс.%. (№_{ан} 1-8). В стеклах, относящихся к расплавным включениям (№_{ан} 9-41), содержание SiO_2 изменяется в интервале ~ 62-76 масс.%. Среди них преобладает группа стекол риолитового состава (SiO_2 ~ 69-76%), которая в свою очередь подразделяется на ультракалиевые (K_2O 11-12%), высококалиевые субщелочные (K_2O 6-7%), умеренно щелочные Na-K и реже K-Na специализации с содержаниями Na_2O от 2.8 до 4.7% и K_2O от 3.5 до 5.2 масс.%. Реже встречаются стекла (расплавные включения) с содержанием SiO_2 ~ 67% и аномально высоким для подобной кремнекислотности содержанием Mg и Fe (железо-магнезиальные стёкла), а также стекла андезит-дацитового состава (SiO_2 61-64%).

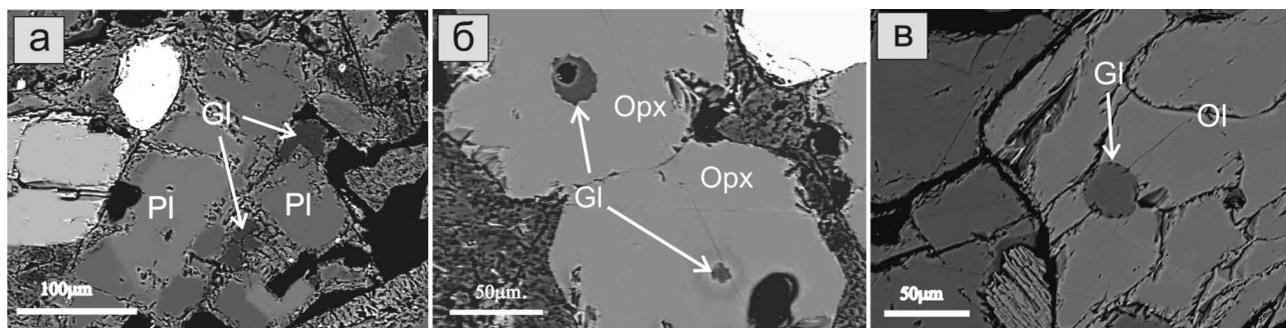


Рис. 1. Включения стекол в ксенолитах из базальтов вулкана Чиринкотан (Курилы).

а – выделения остаточных стекол (~50мкм) между зернами плагиоклаза (обр. P44-1); **б** – два микровключения стекла в сросшихся кристаллах ортопироксена; вокруг меньшего по размерам включения наблюдается кольцевая зона в виде диффузного гало повышенной магниальности (обр. P44-1); **в** – округлое расплавное включение стекла (~40мкм) в оливине (обр. P47). Микроснимки сделаны в обратно-рассеянных электронах.

Ультракремнезёмистые стекла остаточной природы (тип I в табл.1) встречаются только в межзерновых пространствах в плагиоклазах. Расплавные включения стекол ультракалиевого риолитового состава (II-1) приурочены к вкрапленникам плагиоклаза, а также обнаружены в ортопироксене. Микровыделения стекол высококалиевого риолитового состава (II-2) установлены, главным образом, в ортопироксенах и клинопироксенах. Включения стекол умеренно щелочного риолитового состава (II-3) обнаружены в клинопироксенах, плагиоклазах и ортопироксенах. Железо-магнезиальные стёкла (II-4) найдены только в ортопироксене, а андезит-дацитового состава (II-5) – в оливине.

Таблица. Химический состав микровыделений стекол в ксенолитах из базальтов о.Чирикотан Курильской вулканоостровной гряды, в масс. %

Тип стекло	№ обр	№ ан	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма			
I	P44	1	95.98	–	2.91	–	–	1.20	–	–	–	100.09			
		2	96.01	0.44	2.90	–	–	–	0.95	0.36	–	100.65			
		3	91.17	0.37	4.76	0.38	–	–	0.34	1.36	0.90	–	99.28		
		4	94.76	–	2.37	–	–	–	–	0.73	0.23	–	98.09		
		5	96.51	–	1.83	–	–	–	0.52	–	0.24	–	99.09		
	P190	6	94.29	0.27	2.48	–	–	–	–	1.14	0.55	0.14	98.74		
		7	98.10	–	1.41	–	–	–	–	0.66	–	–	100.18		
		8	97.73	–	1.67	–	–	–	–	0.82	–	–	100.21		
II-1	P44	9	69.84	–	15.48	–	–	–	1.46	12.75	–	99.53			
		10	71.19	–	14.60	0.70	–	–	–	1.70	11.46	–	99.65		
II-2	P44	11	71.66	0.45	14.85	0.85	–	0.30	3.28	7.05	0.20	–	98.45		
		12	72.32	0.51	15.55	0.89	–	0.52	2.71	6.83	0.35	–	99.33		
		13	69.64	0.33	14.76	2.77	1.77	–	1.64	1.06	6.74	0.35	98.71		
		14	76.24	0.59	11.65	0.81	–	–	0.31	2.14	6.31	–	98.05		
	P45	15	73.19	0.39	14.25	0.29	–	–	0.89	3.13	6.52	0.29	98.67		
		16	73.62	0.52	13.57	1.61	–	–	–	2.63	6.52	0.43	98.46		
		17	72.76	0.54	13.14	1.49	–	–	0.47	2.86	6.46	0.44	97.71		
		18	75.36	0.58	12.12	1.41	–	–	–	2.98	6.41	0.34	98.86		
		19	76.72	0.57	12.53	1.75	–	–	0.39	2.69	6.29	0.37	100.93		
		20	75.54	0.54	11.98	1.39	–	–	–	2.63	6.29	0.39	98.37		
		21	75.41	0.40	12.97	1.41	–	–	0.39	2.79	6.23	0.37	99.60		
		22	74.33	0.50	13.75	1.76	–	–	–	3.29	6.10	0.21	99.73		
		23	74.05	0.50	13.40	1.78	–	–	–	2.93	6.10	–	98.77		
		24	73.69	0.52	13.89	1.99	–	–	0.37	3.44	5.79	–	99.69		
		II-3	P47	25	70.17	–	18.00	0.42	–	–	3.21	4.73	5.19	–	101.72
			P190	26	71.55	0.61	14.72	0.81	–	–	1.31	3.09	4.80	–	96.89
27	72.32			0.42	14.34	0.94	–	–	1.05	3.11	4.74	0.56	96.92		
P44	28		72.93	0.36	14.27	0.34	–	–	0.72	2.82	4.36	0.11	95.81		
	29		73.02	0.38	14.93	0.92	–	–	1.46	3.24	4.10	0.59	98.05		
	30		71.24	–	18.49	1.12	–	–	–	4.72	3.74	0.69	99.31		
P45	31		74.54	0.26	14.53	–	–	–	1.09	3.19	4.18	0.32	97.79		
	32		71.67	–	14.28	0.29	–	–	2.53	3.41	4.62	0.55	96.80		
	33		72.17	0.39	16.81	0.92	–	–	3.34	3.94	3.66	0.13	101.22		
P49	34		69.53	0.53	17.94	1.35	–	–	1.81	3.97	3.51	0.50	98.64		
P51	35	71.60	0.33	14.74	1.34	–	–	1.44	3.63	4.08	0.54	97.15			
	36	72.35	0.27	14.92	0.48	–	–	1.63	4.09	4.00	0.54	97.74			
	37	69.84	0.29	14.96	0.95	–	–	1.25	3.82	4.10	0.56	95.21			
	38	67.28	–	11.50	7.89	6.36	–	–	1.37	2.22	2.65	0.31	99.78		
II-4	P44	39	67.30	0.31	12.07	7.42	5.91	–	1.35	2.72	2.80	0.34	100.37		
		40	63.82	1.07	18.29	4.36	1.42	–	–	5.98	0.58	2.64	0.39	98.16	
II-5	P47	41	61.49	0.81	19.68	3.33	1.03	–	–	7.69	0.55	2.82	0.48	98.67	

Для понимания происхождения стекол различного типа и химического состава воспользуемся понятием «кристаллизационного дворика», удачно используемым в современных теоретических разработках по кристаллизационным процессам, лежащим в основе образования горных пород из жидкой магмы [1]. В соответствии с этими представлениями при остывании расплава из центров нуклеации формируются кристаллы соответствующих минералов при постоянной подпитке их компонентами из вмещающего расплава. Вследствие этого в остаточном расплаве у границ растущей фазы происходит накопление некогерентных элементов. Для базитовых расплавов это преимущественно SiO_2 , что в итоге обуславливает высококремнезёмистый и даже ультракремнезёмистый состав расплава (стекла).

Таблица. Более разнообразен состав стекол расплавных включений, что обуславливается захватом расплава из зоны отгонки кристаллизационного дворика на стадии роста минерала. Процесс значительно осложняется при пространственной совмещённости и одновременности роста различных минеральных фаз. Происходит интерференция, наложение кристаллизационных двориков, что обуславливает вариабельность составов стекол. Расплавные включения почти всегда имеют малые размеры и четкую границу с матрицей минерала-хозяина и при этом обладают простой формой (округлой, реже угловато-изометричной, еще реже слабо вытянутой). Небольшие размеры и простота форм включений связаны, прежде всего, со стремлением к минимуму поверхностной энергии и, соответственно, самой поверхности зарождающегося включения. С другой стороны, захватывая в какой-то момент порцию расплава, растущий кристалл относительно быстро «схлопывается» (закрывается), не давая образоваться крупному расплавному включению. Поэтому размер включений в основном колеблется в диапазоне 10-40 мкм. По сути, образование в минерале включения можно приближенно считать «одномоментным» по сравнению с длительностью формирования самих минералов.

Что касается размеров выделений остаточных интерстициальных стекол ультракремнеземистого состава, то они значительно больше размеров расплавных включений, и определяются, хотя вероятно и косвенно, размерами «кристаллизационного дворика», в котором растут кристаллы минералов. Величина этих выделений может быть от первых десятков до первых сотен микрон и более. Процесс их образования, в отличие от расплавных включений, такой же длительный, как и самих минералов.

Следует отметить, что в ходе остывания между выделением остаточного расплава и окружающими минералами, а также между расплавленным включением и матрицей минерала-хозяина в результате диффузии могли происходить обменные процессы с дополнительным перераспределением элементов. Подтверждения такому явлению есть. В ряде образцов вокруг, например, включения в матрице минерала-хозяина наблюдается диффузное гало, повторяющее контуры самого включения и имеющее несколько иной состав (рис. 1 б).

Весьма интересным оказался тот факт, что в одном образце ксенолита (обр. P44) обнаружены включения стекол почти всех установленных типов и составов, кроме андезит-дацитовых: стекла остаточной природы ультракремнеземистые; расплавные включения ультракалиевые, высококалиевые и умеренно щелочные риолитового состава, а также магнезиально-железистые. Поскольку ксенолит имеет ограниченный объем, в пределах которого выявлены стекла широкого спектра составов, то это может служить основанием для следующего заклю-

Примечание. I – остаточные интерстициальные стёкла ультракремнеземистого состава. II – расплавные включения стекол в минералах: II-1 – стекла ультракалиевого риолитового состава; II-2 – стёкла высококалиевого риолитового состава; II-3 – стёкла умеренно щелочного риолитового состава Na-K и K-Na специализации; II-4 – стёкла магнезиально-железистые; II-5 – стекла андезит-дацитового состава; в анализах №№ 38 и 39 присутствует MnO (0.51 и 0.49 масс.%); в ан. № 41 – P_2O_5 0.71% и SO_2 – 0.54% (масс.%).

чения. Состав расплава, из которого кристаллизовались вкрапленники основных минералов ксенолита (Pl, Орх, Срх и Ol), в предкристаллизационный период даже в пределах небольших объемов был гетерогенным. Это согласуется с современными представлениями о природе и характере первоначальных расплавов (магм), которые обусловлены существенной дифференциацией составов последних. С другой стороны, наряду с первоначальной неоднородностью расплава в предкристаллизационный период, этот расплав в ходе кристаллизации минералов-вкрапленников, безусловно, эволюционировал, меняя свой состав и становясь еще более гетерогенным, что и определило разнообразие составов возникших включений.

Обнаруженное явление существенного разнообразия химического состава стекол (расплавных включений и стекол остаточной природы) в ксенолитах из базальтов одного из Курильских вулканов указывает на то, что нужно быть предельно осторожными при интерпретации результатов изучения, в частности, расплавных включений и использовании их для получения информации о составе первичных магм, из которых произошли те или иные породы, в том числе материнская порода ксенолитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев Ю.К. Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. 1990. 182 с.

ПРОЦЕССЫ МИНГЛИНГА, МИКСИНГА И ГИБРИДИЗАЦИИ МАГМЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОМБИНИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВОВ: ОЦЕНКА РЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА ОСНОВЕ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Семенов А.Н.¹, Полянский О.П.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск:
semenov@itam.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: pol@igm.nsc.ru*

В составе гранитоидных батолитов Центральной Азии известны многочисленные примеры так называемых комбинированных интрузий. Природными примерами таких комплексов являются Бургасский кварц-сиенитовый массив, Западное Забайкалье [1], Тастауский интрузивный комплекс, Восточный Казахстан [2], Эрзинский габбро-монцодиоритовый комплекс, Сангилен [3] и другие. Для этих массивов имеется детальная петрологическая, структурная и геохронологическая информация, однако сложные физико-химические процессы эволюции гибридных магм до сих пор описываются лишь на качественном уровне. Комбинированные интрузии являются следствием взаимодействия мантийной базитовой и нижнекоревой гранитоидной магм. Взаимодействие контрастных по составу и реологическим свойствам расплавов включает в себя конвективное механическое перемешивание (*mingling*) и/или химическую диффузию/дисперсию (*mixing*), приводящих к формированию гибридных магм [4]. Для количественных оценок параметров формирования комбинированных интрузий требуется построение согласованных флюидо-термо-конвективных моделей, учитывающих контрастные физико-химические свойства базитовой и кислой фазы. С этой целью нами разработана численная модель конвективного течения многофазной среды, компонентами которой являются силикатная, базитовая и гибридная магмы.

Как известно, различаются три основных варианта проявления процессов минглинга: в лавовых потоках, в комбинированных дайках и в магматических камерах [4]. Нами раз-

работаны модели развития минглинга в магматической камере и комбинированной дайке. Модели учитывают температурную и вещественную зависимость реологических параметров магмы и описывают процессы перемешивания, расслаивания и гибридации в магматической камере при гипабиссальных условиях. Параметры модели соответствуют составам и свойствам пород Бургасского кварц-сиенитового массива (Западное Забайкалье). Данные о составах магм и петрологическое обоснование модели основывается на представлениях авторов [1]. Постановка задачи моделирования магматического минглинга/миксинга приведена на рис. 1. Предполагается, что в магматическую камеру размером 100*100 м, заполненную частично-кристаллизованной силической магмой, внедряется комбинированный расплав, фракционирующий на базальтовую и гибридную (флюидонасыщенную) фазы. Рассматривались разные объемные соотношения в смеси гибридного и базальтового расплавов (от 30/70 до 70/30%). Значения вязкости и плотности магм рассчитывались по известным зависимостям с учетом их валового химического состава, температуры, содержания воды в расплаве и степени кристаллизации согласно [4,5]. Предполагалось, что начальная температура кварцсиенитовой магмы 800 °С, а базальтовой – 1200 °С. Температура вмещающей породы составляла 500 °С при литостатическом давлении 100 МПа. Задача решалась с использованием программного пакета ANSYS Fluent.

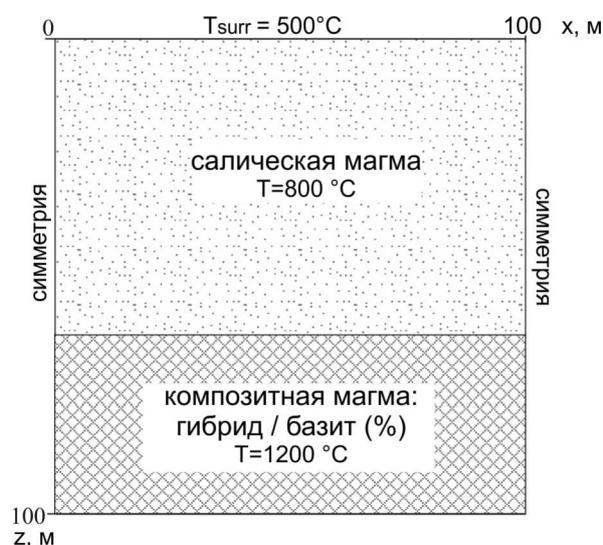


Рис. 1. Постановка задачи моделирования магматического минглинга/миксинга в камере: геометрия, граничные и начальные условия.

На рис. 2а, б в качестве иллюстрации показаны типичные картины смешения магм по механизму миксинга и минглинга, соответственно. В первом варианте модели рассматривалась среда, в которой фазы могут взаимодействовать путем диффузии и механического взаимопроникновения. Результаты моделирования миксинга позволяют выделить три этапа эволюции магматической системы:

1. На первом этапе происходит расслоение композитной магмы путем гравитационной дифференциации: легкая гибридная фаза занимает верхнюю часть объема смеси, более тяжелая, базальтовая концентрируется в придонной части камеры. При этом перемешивания не происходит; граница раздела остается стабильной.

2. На втором этапе формируется субслой гибридной магмы промежуточного (среднего) состава между силической и базальтовой частями камеры.

В момент, когда толщина этого субслоя достигает некоторой предельной величины (для заданного фазового состава ~5 м), происходит прорыв границы раздела, всплытие порций гибридного расплава в виде диапиров и инъекций каплевидной формы (рис. 2а).

3. Третий этап характеризуется перемешиванием фаз в средней части камеры и расслаиванием в прикровельной и придонной области камеры.

Вторая модель предполагает отсутствие диффузии и макроскопического взаимопроникновения контрастных по свойствам расплавов (дисперсная среда). При этом характер конвективного перемешивания магм существенно отличается от предыдущего варианта. В этом случае, формируются вытянутые цепочки или агломераты мафических включений в виде капель (рис. 2б). Базитовый компонент захватывается гибридной фазой и поднимается вплоть до уровня камеры, где температура достаточно высока (вязкость не превышает 10^8

Па с) и магма остается мобильной. Это значение вязкости соответствует реологическому порогу, при превышении которого течение вещества практически прекращается. В области повышенной вязкости, при замедлении скорости всплывания базитовые включения могут отрываться от гибридных агрегатов и погружаться к основанию камеры.

Фазовые соотношения первичных базитовой и салической магмы и их производной,

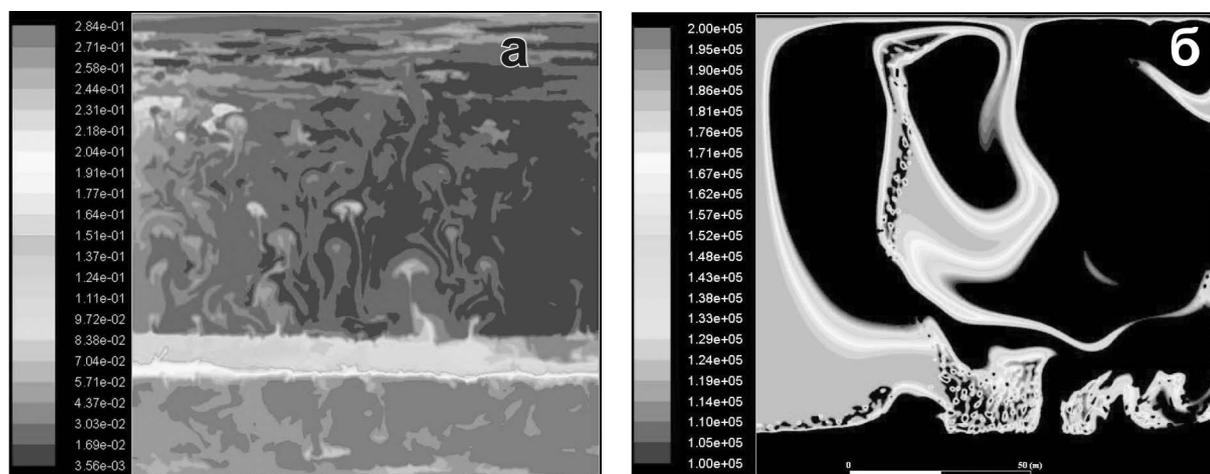


Рис. 2. Различные механизмы смешения и гибридации базитовой и гранитной магмы в процессе миксинга (а) и минглинга (б) в моделях с дисперсией и без дисперсии: а) конвективное перемешивание и расслоение базитовой, салической и гибридной магм; показано распределение гибридной фазы, интервал фазового состава в смеси 0-30%. б) Магматический минглинг на фоне конвекции магмы с учетом температурной и вещественной зависимости вязкости. Показано распределение вязкости конвектирующих магм в диапазоне $(1 - 2) \cdot 10^5$ Па с; обособленные мелкие черные пятна соответствуют базитовым включениям.

гибридной, полученные в численных экспериментах, сравниваются с масс-балансовыми моделями смешения расплавов на основе содержания основных, РЭ и РЗЭ элементов [1, 7].

Результаты численного моделирования, а также расчет вязкости расплава и эффективной вязкости магмы согласно экспериментальным зависимостям [5] позволяют предсказать реологические параметры магматического минглинга и миксинга. Показано, что при минглинге контраст вязкости базитовых включений и фельзитовой окружающей магмы оказывается не столь высоким как считалось ранее и оценивается не менее чем 2-кратным.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №15-17-10010.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварцсеноитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Том 21. № 3. С. 309-334.
2. Докукина К.А., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 804-826.
3. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.
4. Сляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. №2. 47-64.
5. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Структурно-химическая модель прогноза и расчетов вязкости магм и диффузии в них в широком диапазоне составов и TP -параметров земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1393-1408.
6. Ghiorso M.S., Sack R.O. Chemical Mass-Transfer in Magmatic Processes IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures // Contrib. Mineral. and Petrol. 1995. V. 119 (2-3). P. 197-212.

7. Weidendorfer D., Mattsson H.B., Ulmer P. Dynamics of Magma Mixing in Partially Crystallized Magma Chambers: Textural and Petrological Constraints from the Basal Complex of the Austurhorn Intrusion (SE Iceland) // J. Petrology, 2014. V. 55. n. 9. P/ 1865-1903.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСПЛАВОВ КИСЛОГО СОСТАВА В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Симонов В.А., Котляров А.В.

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

Процессы формирования вулканогенных магматических комплексов в современных обстановках субдукции активно изучаются в последнее время с помощью расплавных включений в минералах [1, 3, 4, 6; и многие другие]. Данный подход позволяет выяснить физико-химические характеристики расплавов, из которых кристаллизовались породы различного состава и возраста, независимо от последующих вторичных преобразований.

Исследования методами термобарогеохимии условий кристаллизации вулканогенных пород в районах современных субдукционных зон свидетельствуют о присутствии в минералах расплавных включений кислого (более 64 мас.% SiO₂) состава [1, 3, 4, 6; и др.]. Изучение магматических комплексов пород, обладающих тесной связью с формированием колчеданных месторождений в древних обстановках субдукции, также показало наличие в минералах включений кислого состава [2, 5, 7; и др.]. Таким образом, есть возможность на основе исследования расплавных включений в минералах провести сравнение характерных особенностей кислых магматических систем, действовавших в ходе развития древних и современных зон субдукции.

Для сравнительного анализа физико-химических параметров расплавов кислого состава, образовавшихся в древних и современных зонах субдукции, использованы оригинальные данные по расплавным включениям в кварце из вулканогенных пород колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области, а также в минералах из вулканитов Камчатки [1, 5, 7; и др.]. Этот значительный объем данных дополнен информацией по составу включений в кварце месторождений Верхнеуральского рудного района из работы [2]. Среди рассмотренных геологических объектов к наиболее древним (кембрийским) субдукционным структурам принадлежат месторождения Сибири, располагающиеся в Туве (Кызыл-Таштыг) и в Салаирском кряже. Для колчеданных месторождений Урала возраст вмещающих толщ варьирует от силура (месторождение Яман-Касы) до девона (месторождение Вишневокское и Верхнеуральский район). Месторождения Рудного Алтая (Юбилейное на юге Западной Сибири и Николаевское в Северо-Восточном Казахстане) формировались в девоне. Современную зону субдукции представляют андезит-дацитовые комплексы Ичинского вулкана (Камчатка).

В ходе высокотемпературных экспериментов полностью гомогенными включения из кварца месторождений Алтае-Саянской области становятся в большинстве случаев около 1055-1180 °С. Для месторождений Урала определен более широкий диапазон температур гомогенизации (910-1190 °С) включений в кварце, частично совпадающий с данными по Алтае-Саянской области, а также включающий и более низкие параметры (910-1030 °С). В случае дацитов Ичинского вулкана (Камчатка) температуры полных гомогенизаций включений в плагиоклазе находятся в интервале около 1110-1155 °С. Устанавливается прямая корреляция температуры и составов включений. В частности, для Уральских объектов наблюдается рост желе-

зистости и падение MgO при снижении температур, что является свидетельством достоверности полученных температурных характеристик.

По химическому составу изученные расплавные включения в кварце из порфиров рассмотренных колчеданных месторождений в подавляющем большинстве случаев соответствуют риодацитам и риолитам нормальной щелочности. Минимальное количество щелочей (начиная с 2 мас. %) характерно для древних (кембрийских) расплавов (месторождения Тувы и Салаира в Сибири), а максимальное (с широким диапазоном суммы щелочей от 2.2 до 8 мас. %) определено для наиболее молодых (девонских) месторождений в Рудном Алтае – Юбилейное в Сибири и Николаевское в Казахстане. Для промежуточных по возрасту (силурийских) месторождений Урала устанавливаются более локальные (3-3.6 мас. %) и фактически тоже промежуточные содержания щелочей. Составы расплавных включений в амфиболе и плагиоклазе из дацитов Ичинского вулкана по количеству SiO₂ также отвечают риодацитам и риолитам, но обладают повышенными значениями щелочей (8-10 мас. %) и приурочены к границе нормальных и щелочных серий.

По соотношению FeO/MgO – SiO₂ подавляющее большинство точек составов расплавных включений в кварце из пород рассмотренных месторождений располагается в поле толеитовых серий. Все данные разбиваются на две группы по значениям FeO/MgO: 5-14 и 15-26. При этом для силурийских расплавов отмечается только повышенная железистость. Включения в минералах из дацитов характеризуются минимальными FeO/MgO (1.8-7.4), располагаясь на границе между толеитовыми и известково-щелочными породами.

Для большинства изученных включений характерны широкие вариации отношения K₂O/Na₂O, в целом соответствующие K-Na сериям. В то же время включения в кварце силурийских месторождений Урала выделяются своими локально низкими (0.27-0.37) значениями K₂O/Na₂O, располагаясь около границы с Na сериями.

Отношения K₂O/TiO₂ наиболее близки к исходным глубинным характеристикам магматических систем, так как в ходе фракционирования расплавов в них одновременно растут содержания обоих компонентов. Это положение подтверждается данными по включениям в кварце из пород силурийских и девонских месторождений Урала, а также по большинству включений из кембрийских месторождений Сибири, для которых значения K₂O/TiO₂, находящиеся в относительно узком (3-15) диапазоне независимо от количества SiO₂, являются минимальными по сравнению с данными по включениям в кварце из девонских (до 55) пород Рудного Алтая, с которыми тесно ассоциируют включения в минералах из дацитов Камчатки. Таким образом, кислые расплавы месторождений Рудного Алтая (также как и магмы Камчатки) были изначально обогащены щелочами (калием) по сравнению с относительно примитивными глубинными магматическими системами в целом более древних структур Урала (силур-девон) и Сибири (кембрий).

На вариационных диаграммах Харкера содержания химических компонентов (TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cl) падают на фоне роста SiO₂ в изученных включениях в кварце, независимо от возраста и местоположения месторождений. Это хорошо видно на примере алюминия, количество которого отчетливо уменьшается от 17 до 8 мас.% при накоплении SiO₂, что в целом свидетельствует о фракционировании плагиоклазов (с образованием вкрапленников) в ходе дифференциации расплавов. В случае включений в минералах из дацита Камчатки содержания Al₂O₃, CaO и Na₂O также падают, но FeO и K₂O растут при повышении SiO₂.

Сравнивая данные по составу расплавных включений в кварце разновозрастных комплексов, отчетливо видим последовательный рост во времени (кембрий – силур – девон) количества натрия (и суммы щелочей), а также падение содержания хлора в кислых расплавах кол-

чеданных месторождений. В целом, намечается определенная эволюция состава кислых расплавов в зависимости от возраста обстановок их образования (от кембрийских до девонских и современных зон субдукции), выражающаяся в росте содержания суммы щелочей (прежде всего натрия) и падении количества FeO, CaO, Cl.

Максимальные содержания калия и суммы щелочей (близкие к данным по включениям в минералах дацитов Камчатки) характерны для девонских расплавов Рудного Алтая. В общем, необходимо отметить, что месторождения Рудного Алтая формировались при участии кислых магматических систем, наиболее близких по большому числу петрохимических компонентов (Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O) к расплавам Ичинского вулкана, появление которого связано с развитием фактически современной субдукционной зоны Камчатки. В то же время кислые магмы Уральских месторождений в целом и кембрийских месторождений Сибири заметно отличаются от расплавов Камчатки. Это обусловлено тем, что магматические системы Рудного Алтая и Камчатки действовали в однотипных островодужных условиях, а формирование других месторождений связано, скорее всего, с развитием задуговых бассейнов.

В целом, на основе, главным образом, оригинальных данных по расплавленным включениям в минералах можно сделать следующие основные выводы о физико-химических характеристиках расплавов кислого состава в древних и современных обстановках субдукции:

1. Результаты исследования включений свидетельствуют об имеющихся общих чертах характеристик кислых расплавов для всех рассмотренных объектов независимо от возраста зон субдукции (от кембрийского до современного), с которыми связано их формирование: наличие высокотемпературного (от 1110 до 1155 °С и до 1180 °С) интервала кристаллизации, а также падение содержания некоторых основных химических компонентов (суммы щелочей, Al_2O_3 , CaO, Na_2O) на фоне роста SiO_2 .

2. Анализ включений в кварце показал определенную эволюцию во времени составов кислых расплавов от кембрийских до девонских и современных зон субдукции: растет содержание суммы щелочей (прежде всего натрия) и падают количества FeO, CaO, Cl.

4. Наличие наиболее общих характеристик рассмотренных кислых магматических систем независимо от их возраста обусловлено тем, что все они действовали фактически в однотипной палеогеодинамической обстановке, связанной с развитием субдукционных геодинамических процессов в переходной зоне континент-океан.

5. Установленное сходство по большому числу петрохимических компонентов (Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O) кислых расплавов Рудного Алтая и Камчатки связано с тем, что рассмотренные магматические комплексы формировались в однотипных островодужных условиях. Отличия кислых магм других месторождений от расплавов Камчатки, скорее всего, могут быть следствием приуроченности этих объектов к другим структурам сложных по своему строению переходных зон. В частности кембрийские месторождения формировались преимущественно в условиях задуговых бассейнов.

Работа выполнена при поддержке Проекта VIII.66.1.1. и Проекта РФФИ № 16-05-00313.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С. Физико-химические параметры расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1265-1291.
2. Наумов В.Б., Карпухина В.С., Баранов Э.Н., Кононкова Н.Н. Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 4. С. 339-351.
3. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Кононкова Н.Н. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов Карымского вулканического центра (Камчатка) и вулкана Головнина (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 3-20.

4. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. М.: Издательство «КДУ». 2014. 268 с.
5. Симонов В.А., Ковязин С.В., Тереня Е.О., Маслеников В.В., Зайков В.В., Масленикова С.П. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423-438.
6. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Богоявленская Г.Е., Хубуная С.А. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов, формировавших андезиты вулканов Курило-Камчатского региона // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 451-470.
7. Simonov V.A., Gaskov I.V., Kovyazin S.V. Physico-chemical parameters from melt inclusions for the formation of the massive sulfide deposits in the Altai-Sayan Region, Central Asia // Australian Journal of Earth Sciences, 2010. V. 57. P. 737-754.

БЕЕРБАХИТЫ – ДИСКРЕДИТИРОВАННЫЙ ТЕРМИН ИЛИ НЕРЕШЕННАЯ ПРОБЛЕМА? (СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Скляров Е.В.^{1,2}, Лавренчук В.С.³, Пушкарев Е.В.⁴, Старикова А.Е.³, Федоровский В.С.⁵

¹ *Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: skl@crust.irk.ru*

² *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skl@crust.irk.ru*

³ *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: alavr@uiggm.nsc.ru*

⁴ *Институт геологии и минералогии УРО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: alavr@uiggm.nsc.ru*

⁵ *Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: west45@migmail.ru*

Термин «беербахит» был впервые применен С. Челиусом (С. Chelius) в конце 19 века для описания даек в габбровом массиве Оденвальд (Odenwalde) в Германии, сложенных тонко-мелкозернистыми породами двупироксен-плагиоклаз-магнетитового (ильменитового) состава с варьирующими количествами высокотемпературного амфибола и характеризующихся сахаровидной, гранулитовой (аплитовой по Заварицкому) структурой. Позднее Г. Клемм (1926) сообщил, что беербахиты, описанные С. Челиусом, не дайки, а метаморфизованные ксенолиты осадочных пород основного состава. Еще позже MacGregor (1931) предположил, что беербахиты являются роговиками по магматическим породам основного состава. Однако, многие исследователи (Т.В. Блоксам [7], А.Г. МакГрегор [8], Е.Р. Филлипс, Ф. Дикси, М.К. Уэлс) описывали беербахиты именно в качестве даек в габбровых массивах. Е.Р. Филлипс [9], обобщая литературные и собственные данные, предложил разделять дайковые и ксенолитовые беербахиты, объяснив необычную структуру дайковых пород их термальной переработкой при внедрении в еще горячие габбровые массивы. Таким образом, беербахиты можно рассматривать в качестве высокотемпературных роговиков по породам основного состава. Позднее беербахиты были описаны в нескольких габбровых массивах мира и как дайки, и как ксенолиты (например, [11]). Кроме габброидных массивов беербахиты были также выявлены в переходной зоне от габбро к комплексу параллельных даек в океанической коре [10]. Но в целом, количество публикаций, даже не с описанием, а просто с упоминанием беербахитов весьма ограничено.

В России термин не получил распространения, как обычно, у нас был подготовлен асимметричный ответ: Н.М. Успенским [6] для описания подобных пород в Кытлымском габбро-ультрабазитовом массиве на Урале был введен термин «кытлымиты», для которых предполагалась метаморфогенно-метасоматическая природа. Кытлымиты присутствуют во многих ультраосновных массивах Урало-Аляскинского типа на Урале [3], поэтому в публикациях уральских геологов им было отведено больше внимания, чем беербахитам. Современные представления о природе и механизмах формирования кытлымитов Е.В. Пушкаревым и И.А. Готтман сведены к двум моделям: 1) роговики и гранулиты – это высокотемпературные экзоконтактные породы,

образовавшиеся на уровне окончательного становления гипербазит-габбровых тел по вмещающим их вулканогенно-осадочным породам Тагильской троговой зоны [3]; 2) роговики и гранулиты – это динамотермальные метаморфические породы, преимущественно основного состава, «приваренные» к габбро-гипербазитовым телам на нижнекоровом уровне и выведенные вместе с ними на уровень эрозионного среза [1, 2]. На основании существенных различий в оценках давления при образовании вмещающих метаморфических пород рамы (2-3 кбар) и кытлымитов с ассоциирующими роговиками более кислого состава (7-9 кбар) эти исследователи обосновали второй вариант, при котором кытлымиты, «приваренные» к габбро-гипербазитовым телам, были тектонически выведены на более высокий эрозионный срез после образования.

Резюмируя приведенное выше, отметим основные моменты, касающиеся беербахитов (кытлымитов): 1) беербахиты являются высокотемпературными контактово-метаморфическими породами, связанными с габбровыми или ультраосновными массивами; 2) в качестве протолита могут выступать породы рамы базитового состава или дайки в габбро, внедрившиеся сразу после кристаллизации габброидов; 3) по существу, беербахиты можно рассматривать в качестве разновидности роговиков базитового состава, причем весьма высокотемпературных (800-1000 °C). Последнее послужило причиной того, что в современных геологических словарях термин считается избыточным (например, Геологический словарь, <http://www.georus.ru/dictionary> или Геологическая энциклопедия, http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_geolog). На этом можно было бы поставить точку, однако в ряде случаев возникает вопрос об источниках тепла для весьма высокотемпературных преобразований пород, причем в значительных объемах. Так, в нескольких габбро-ультрабазитовых массивов Урала ширина выходов кытлымитов и роговиков сопоставима или даже превышает размеры самих массивов [3]. В других случаях, как в Приольхонье (Западное Прибайкалье), беербахиты характеризуются еще большим разнообразием и явным несоответствием классическим вариантам контактового метаморфизма.

По своему геологическому положению среди пород, соответствующих по своим характеристикам беербахитам, можно выделить три типа: 1) мощное поле базитовых пород в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов, рассматриваемых в качестве роговиков; 2) дайки в Бирхинском габбровом массиве; 3) дайки и отдельные блоки в мраморном меланже [5]. В беербахитах Тажеранского массива присутствуют фрагменты габбро-долеритов, размеры которых варьируют от нескольких метров до нескольких десятков метров [4]. Переход от габбро-долеритов к беербахитам постепенный, причем минералогия у обоих типов пород абсолютно идентичная (Ol+Opx+Cpx+Bt+Pl+Amp+Ilm+Ti-Mag+Spl). В некоторых дайках Бирхинского массива иногда полностью сохраняется отчетливая офитовая структура пород (плагиоклазовый каркас), однако выделения пироксенов также характеризуются идиоморфизмом в отличие от «нормальных» долеритов, свидетельствуя о высокотемпературной перекристаллизации темноцветных минералов либо о необычном типе кристаллизации магмы. Для даек (до 30-40 м прослеженной протяженности при мощности 1-2 м) в мраморном меланже только изредка отмечены реликты офитовой структуры, а наряду с двумя пироксенами присутствуют шпинель. Для первых двух типов беербахитов хотя бы теоретически можно предполагать внешний источник тепла (сиениты в Тажеранском массиве и вмещающие габбро Бирхинского массива). Дайки же в мраморном меланже присутствуют в карбонатно-силикатных породах, минеральные ассоциации которых (талек, тремолит, кварц, цоизит) отвечают эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (как и в других силикатных породах зоны), и расположены они на значительном расстоянии от возможного источника прогрева [5]. В качестве возможных объяснений этого феномена можно предполагать автометаморфизм внедряющихся порций перегретых базитовых расплавов или необычный тип кристаллизации в условиях присутствия водно-углекислого флюида.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-00202.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ефимов А.А.** Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М: Наука. 1984. 232 с.
2. **Ефимов А.А.** Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31-39
3. **Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург, Изд-во Уральского университета. 1997. 487 с.
4. **Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др.** Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405-1423.
5. **Скляр Е.В., Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. и др.** Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский – Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний А1 GIS
6. **Успенский Н.М.** О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1932
7. **Влохам, Т. W.** (1955) The origin of the Girvan–Ballantrae beerbachites. Geological Magazine, 1955, 92, 329–37.
8. **MacGregor A.G.** Scottish pyroxene-granulite hornfels and Odenwalde beerbachite // Geological Magazine. 1931, 98. P. 506-521.
9. **Phillips E.R.** On the rock name beerbachite // Geological Magazine, 1969. V. 106, no. 3. P. 281-283.
10. **Python M., Abily B., France L.** Magmatism and metamorphism at the sheeted dyke-gabbro transition zone: new insight from beerbachite from ODP/IODP Hole 1256D and Oman ophiolite // Geophysical Research Abstracts, 2014. V. 16. EGU2014-14291
11. **Umeji A.C.** On the beerbachites from Freetown, Sierra Leone // Geological Magazine, 1985. V. 122, no 5. P. 663-667.

ГЕНЕЗИС ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МУЙСКОГО БЛОКА (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

Скузоватов С.Ю.¹, Шацкий В.С.¹⁻³, Дриль С.И.¹

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

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

³*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

В восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса (БМП) выделяется Муйский метаморфический блок, в пределах которого Северо-Муйский эклогит-гнейсовый комплекс маркирует позднебайкальскую палеосубдукционную зону [1-2]. В пределах южного сегмента Муйской глыбы присутствуют высокобарические метабазиты, которые упоминаются лишь в единичных работах, а изотопно-геохимические данные отсутствуют. Ранее в пределах Южно-Муйской глыбы было описано несколько типов метабазитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма (гранатовые гранулиты, гранатовые пироксениты, эклогитоподобные породы и эклогиты) [3-4]. В данной работе в пределах западной части киндиканского блока (ручей Длинный, район п. Иракинда, N55°55'10", E115°16'20") изучены два контрастных по облику и степени ретроградного изменения типа мафических гранулитов. Породы I типа наблюдаются в виде крупных вытянутых тел протяженностью до нескольких десятков метров среди гранат-клинопироксеновых гранулитов II типа и коллювиальных отложений.

Породы I типа в значительной степени подвергнуты ретроградному метаморфизму, агрегатом антигорита с многочисленными прожилками, содержащими хлорит, амфиболом тремолит-актинолитового состава, иддингситом (всего в сумме от 60 до 90% объема породы). К первичному парагенезису относятся гранат (до 10%), присутствующий в виде ксенобластов

(до 1 мм) и кайм между участками развития илдингсита и бурым агрегатом неопределенного состава (рис. 1а), порфиробластовый клинопироксен размером до 5 мм (10-30%). Гранат содержит ксеноморфные включения клинопироксена и игольчатые включения корунда до 10 мкм. По гранату развивается агрегат хлорита и богатого Mn (до 4.2 вес. % MnO) эпидота с микронными выделениями герцинита. Клинопироксен замещается бурым эденит-паргаситовым амфиболом, в некоторых образцах окружен короной из агрегата субизометричных зерен амфибола аналогичного состава. Метабазиты II типа представлены преимущественно массивными Grt-Cpx породами, в различной степени ретроградно измененными (рис. 1б). Породы характеризуются гранонематобластовой структурой, с крупными субидиоморфными зернами граната от 600 до 300 мкм и ксеноморфными зернами клинопироксена (100-300 мкм). Некоторые из образцов содержат сегрегации зерен плагиоклаза, в пределах которых развиваются мелкие зерна граната. Ядра клинопироксена имеют пойкилитовую структуру, с многочисленными вростками среднего плагиоклаза (An₃₇₋₄₉). Пироксен в различной степени замещен эденит-паргаситовым амфиболом. Характерным является замещение плагиоклаза агрегатом цоизита и альбита, граната – хлоритом. Наиболее сильно амфиболизированные породы II типа имеют полосчатую текстуру.

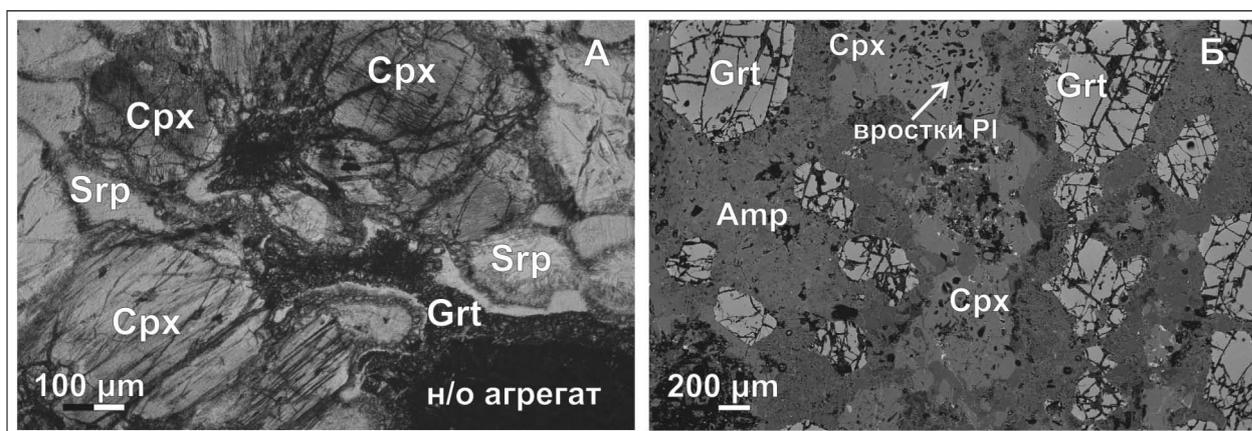


Рис. 1. Минералого-петрографические особенности мафических гранулитов I (а) и II (б) типа: а) кайма граната между клинопироксеном и агрегатом неопределенного состава (фото в проходящем свете), б) характерная структура гранат-пироксеновых пород и вросстки плагиоклаза в клинопироксене (SEM-изображение).

Состав граната близок в породах двух типов ($\text{Prp}_{32-42}\text{Grs}_{16-31}\text{Alm+Sps}_{31-37}$, $f = 44-51\%$ для I типа; $\text{Prp}_{38-51}\text{Grs}_{17-24}\text{Alm+Sps}_{27-41}$ и $f = 34-50\%$ – для II). В породах I типа гранат заметно варьирует по составу. Ксенобласты граната почти однородны по железистости, но демонстрируют уменьшение содержания CaO к периферии при росте содержания FeO и MgO. Крупные зерна граната в породах II типа практически однородны; только в краевых частях наблюдается регрессивная зональность. Состав мелких зерен граната соответствует краевым частям крупных зерен. Клинопироксен в породах I типа ($f = 3-15\%$) практически однороден и содержит до 12 мол. % жадеитового минала. Клинопироксен, наблюдаемый в виде включений в гранате, вариативен по составу, содержит от 5 до 30 мол. % жадеитового и 10-16 мол. % чермакитового миналов. Клинопироксен в породах II типа ($f = 8-14\%$) обнаруживает слабую зональность, выраженную в вариации содержания чермакитового минала (11.0-13.8 мол. % в центральной части, 7-11% – на периферии) при однородном распределении жадеитового (не более 5 мол. %) минала. В клинопироксенах обоих типов пород наблюдаются ламели ортопироксена ($\text{En}_{67-78}\text{Fs}_{21-26}$) размером до первых микрон. В клинопироксене пород I типа кроме ламелей ортопироксена присутствуют также ламели титаномагнетита.

Температуры равновесия, рассчитанные для граната и включений омфацита в породах I типа, составляют 800-850 °С. Близкое значение (790 °С) получено по клинопироксен-ортопироксеновому геотермометру. Состав омфацита с максимальным содержанием жадеита из включения в гранате пород I типа соответствует минимальному значению давления в 16 кбар при 800 °С. Температуры равновесия для внешних зон граната и клинопироксена в породах II типа составляют 770-810 °С при существенном разбросе и более высоких значениях для центральных частей тех же зерен (870-950 °С).

Данные геотермобарометрии пород двух типов указывают на последнее равновесие гранат-пироксенового парагенезиса в гранулитовой фации при ~800 °С. В тоже время, согласно экспериментальным данным, парагенезис гранат+клинопироксен+корунд в породах I типа при $Ca/(Ca+Mg)$ равном 0.1-0.3 устойчив при T выше 900 °С [5], что согласуется с оценками температур по центрам гранатов и клинопироксенов в породах II типа (до 950 °С). Соответственно, давление, рассчитанное по составу омфацита в гранате, может быть недооценено и фактически достигать 18 кбар. Соотношение Al^{IV} и Al^{VI} в породообразующих пироксенах обоих типов пород типично для пироксенов гранулитов; только омфацит включений в реакционных каймах граната демонстрирует высокое содержание жадеитового компонента. Реконструкция состава центральных зон клинопироксена в породах II типа, содержащего вросстки плагиоклаза, которые интерпретируются как продукт распада омфацита, также свидетельствует о содержании до 30 мол. % жадеитового и 14 мол. % чермакитового миналов (соответствует давлению выше 15 кбар), что указывает на сходство максимальных P-T-параметров метаморфизма двух типов пород на HP-HT стадии.

Изученные породы обоих типов демонстрируют пологие спектры распределения РЗЭ со слабым отрицательным наклоном и схожим содержанием Σ РЗЭ (9-24 г/т – для пород I типа, 13-37 г/т – II типа) и отношения La/Yb_N (1.7-3.1 и 1.7-5.2, соответственно). Гранулиты первого типа в большинстве случаев характеризуются положительной европиевой аномалией (Eu^* 1.2-1.4), в редких случаях – отрицательной (0.5-0.8). Спектры всех пород второго типа характеризуются Eu-максимумом (Eu^* 1.3-4.9). Мультиэлементные спектры демонстрируют фракционированный характер и имеют минимумы по Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и P, а также положительные аномалии по Pb и Sr (рис. 2). На Sm-Nd-изохронной диаграмме точки составов гранулитов ложатся вблизи эрохроны с возрастом 815 млн. лет. Рассчитанные на данный возраст величины $\epsilon_{Nd}(T)$ имеют слабо отрицательные значения (-1.9÷-3.2).

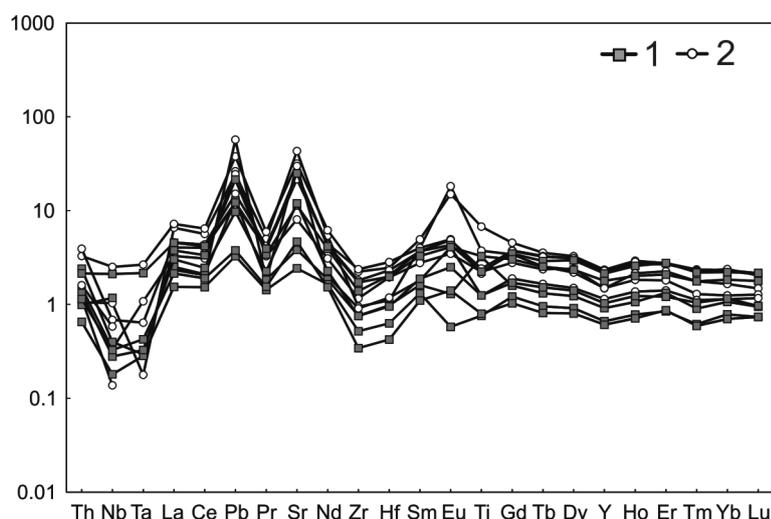


Рис. 2. Редкоземельный состав гранатовых ультрамафитов Южно-Муйского блока: 1 – I типа, 2 – II типа.

Согласно ряду исследований [к примеру, 6-7], гранатсодержащие обогащенные оливином кумулаты и гранатовые габброиды являются типичными породами низов коры островодужного разреза, что согласуется с надсубдукционными геохимическими характеристиками изученных пород. Установлено также, что давление в основании островных дуг может достигать 14 кбар. Таким образом, минералого-петрографические особенности двух типов изученных пород, контролировались их контрастным составом (прежде всего содержанием Al_2O_3 и MgO) и единым РТ-трендом, включающим метаморфизм в условиях высоких Р-Т параметров, последующий метаморфизм в условиях гранулитовой фации умеренных давлений и дальнейшее ретроградное преобразование при эксгумации в процессе аккреции в восточной части Байкало-Муйского террейна. Полученная эрохрона указывает на неопротерозойский возраст базитов. Начальное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ и отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ указывают либо на обогащенный мантийный источник протолитов базитов, значительно контаминированный за счет рециклинга древней континентальной коры или океанических осадков в зоне субдукции, либо о внутрикоровой контаминации базитовых расплавов раннедокембрийской нижней коры энсиалической островной дуги.

Исследования выполнены в рамках Гранта Президента РФ МК-4852.2016.5 с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском поясе // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 1-4.
2. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovатов S.Yu. Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): constraints from zircon U-Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. V. 261. P. 1-11.
3. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) // ДАН. 1988. Т. 299. № 2. С. 424-437.
4. Скузоватов С.Ю., Сляров Е.В., Шацкий В.С., Ванг К.-Л., Куликова К.В., Зарубина О.В. Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С.575-591.
5. Gasparik T. Experimentally determined stability of clinopyroxenes + garnet + corundum in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ // American Mineralogist, 1984. Vol. 69. P. 1025-1035.
6. Jan M.Q., Howie R.A. The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan // Journal of Petrology, 1981. Vol. 22. P. 85-126.
7. De Paoli M.C., Clarke G.L., Klepeis K.A., Allibone A.H., Turnbull I.M. The eclogite-granulite transition: mafic and intermediate assemblages at Breaksea Sound, New Zeland // Journal of Petrology, 2009. Vol. 50. P. 2307-2343.

СУБДУКЦИЯ И КОЛЛИЗИЯ В АРХЕЕ: МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

Слабунов А.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, slabunov@krsc.karelia.ru

Реконструкция палеогеодинамических, в том числе раннедокембрийских, систем базируется на актуалистических подходах, при том, что на ранних этапах Земли формировались породы не известные или ограниченно развитые в настоящее время (например, полосчатые железистые кварциты, коматииты) [4 и ссылки там). Поэтому использование этого подхода для раннего докембрия должно быть весьма взвешенным. Так, если для фанерозойских комплексов часто достаточно обосновать сходство петрогеохимических особенностей, например, изучаемых вулканитов с островодужными, чтобы довольно уверенно реконструировать древнюю субдукционную систему, то для раннего докембрия только этих характеристик не доста-

точно. Необходимо показать, что существуют разновозрастные комплексы-индикаторов различных зон рассматриваемых геодинамических систем. Если это удастся, то это может быть критерием объективности реконструкций. Такой подход необходим, т.к. сущность геодинамических процессов ранней Земли пока еще не столь понятна, как для фанерозоя и, поэтому, до сих пор ведутся дискуссии о том, когда включился механизм тектоники литосферных плит и что ему предшествовало?

В связи с этим большую ценность для понимания геодинамики ранней Земли имеют районы, в которых удастся провести палеогеодинамические реконструкции с использованием широкой гаммы комплексов-индикаторов. К числу таких уникальных регионов относится Фенноскандинавский (Балтийский) щит и его Беломорская провинция, особенно [1].

В Беломорской провинции сохранился поразительно полный для архейских структур набор магматических (гранитоиды ТТГ ассоциации и лейкограниты S-типа, матавулканиты известково-щелочной, толеитовой, коматиитовой, бонинитовой, адакитовой серий), метаморфических (породы эклогитовой, гранулитовой, амфиболиевой фаций) комплексов, в сочетании с проявлениями покровной тектоники [1, 2, 5]. Накопленный объем геохронологических данных для региона позволяет проводить корреляцию этих комплексов и выделять их разновозрастные латеральные ряды. После анализа особенностей состава комплексов становится возможными и проведение палеогеодинамических реконструкций.

Через Беломорскую провинцию проходят профили глубинного сейсмического зондирования ОГТ Кемь-Калевала – 4В и часть профиля 1-ЕВ, южная часть морского ГЗС геотраверса 3-АР [5 и ссылки там], что позволяет понять глубинное строение земной коры. Ее мощность здесь варьирует от 39 до 49 км, что сопоставимо с таковой для Кольской провинции, а для Карельской характерны большие вариации от 35 до 62 км. Структура земной коры Беломорской провинции характеризуется обилием относительно пологих сейсмоотражающих поверхностей, что предопределяется значительной ролью покровной тектоники при ее становлении [1 и ссылки там].

В Беломорской провинции установлены вулканогенные, осадочные и метаморфогенные комплексы с возрастными 2.88-2.82, 2.81-2.78, 2.75, 2.73-2.72 млрд. лет [1, 2 и ссылки там]. В состав каждой возрастной группы входят островодужные вулканиты. Совместно с последними в аккреционных тектонических ансамблях устойчиво присутствуют базальт-коматиитовые комплексы, что свидетельствует об активном взаимодействии мантийных плюмов с океанической литосферой. Их возраст, однако, пока не установлен и условно принимается близким к возрасту сопряженных с ними средне-кислых вулканитов, что, конечно же, является весьма грубым приближением.

Компонентами наиболее древнего (2.88-2.82 млрд. лет) латерального ряда в Беломорской провинции являются: Керетьзерские вулканиты, имеющие островодужные геохимические характеристики; метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса, интерпретируемые как осадки преддугового бассейна; офиолитоподобный комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; эклогитсодержащий меланж Салмы [1, 2, 6 и ссылки там]. Таким образом, данный латеральный ряд может быть интерпретирован как отражение субдукционной обстановки островодужного типа. Эта система отмирает 2.82 млрд. лет и в результате аккреции формируется первый фрагмент (суб) континентальной коры, в структуре которой оказались тектонически смещенные плюмовые базальт-коматиитовые, островодужные, гранитоидные ТТГ ассоциации, океанические, эклогитсодержащие комплексы.

В период 2.81-2.78 млрд. лет сформировались комплексы базальт-коматиитовый, супрасубдукционных офиолитов [1, 4], островодужный (в составе которого велика доля пород адакитовой серии), гранитоидов ТТГ ассоциации, метаграувакк преддугового бассейна, умеренно-

барический гранулит-эндербит-чарнокитовый и, вероятно, эклогитовый. Эти комплексы маркируют соответственно океаническое плато, задуговый спрединговый бассейн, зону вулканической островной дуги, преддугового бассейна, глубинный срез надсубдукционной зоны и, наконец, фрагменты субдуцирующего слэба [1, 4]. В результате аккреции около 2.78 млрд. лет все названные комплексы вошли в состав блока континентальной коры.

После небольшого (около 30 млн. лет) периода затухания, около 2.75 млрд. лет формируется новый островодужный комплекс (челозерский) [1], который, однако, сохранился фрагментарно и не установлен латеральный ряд, элементом которого он являлся.

В завершающую фазу рост континентальной коры орогена вступает около 2.735 млрд. лет назад, когда формируется латеральный ряд комплексов, в состав которого входят Кичанские островодужные вулканы известково-щелочной серии [1, 7 и ссылки там], интрузии молибденоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, эклогиты Гридино [6 и ссылки там] и Широкой Салмы-Куру-Ваары, Поньгомнаволоцкий гранулит-эндербитовый надсубдукционный комплекс. Такая ассоциация комплексов может сформироваться на дивергентной границе в ходе субдукции в режиме активной континентальной окраины. На поздних стадиях (2.72-2.71 млрд лет) развития этой субдукционной системы она развивается в режиме континентальной субдукции, что фиксируется метаморфическими процессами в цоизититах района Гридино [6 и ссылки там].

Континентальная субдукция около 2.71 млрд лет назад закономерно сменяется коллизией. В период 2.71 – 2.66 млрд. лет в пределах Беломорской провинции формируются: а) покровно-складчатая структура; б) гранито-гнейсовые купола; в) происходит метаморфизм в условиях амфиболитовой/гранулитовой фации повышенных давлений (~9-11 кбар и ~700-780 °С), сопровождающийся частичным плавлением граувакк, **U-Pb изохронный конкордантный** возраст цирконов из мигматизированных кианит-гранат-ортоклазовых гнейсов – 2710±14 млн. лет, что указывает время главной фазы коллизии [3]; г) около 2.71 млрд. лет образуются гранатсодержащие анатектические лейкограниты S-типа, маркирующие пик коллизии, е) лейкогаббро и вулканогенная моласса, маркирующие коллапс орогена, кроме того, в лекосомах мигматитов выделяется группа более молодых цирконов – с возрастом 2657±13 млн. лет, маркирующие позднюю фазу коллизии. Таким образом, существуют индикаторы различных стадий формирования неорархейского коллизионного орогена.

Таким образом, в Беломорской провинции установлена редкая для архея последовательность из 4-х сменяющих друг друга во времени (в период с 2.88 до 2.71 млрд. лет) латеральных рядов, включающих магматические, метаморфические и осадочные комплексы. Каждый из них маркирует субдукционно-аккреционный эпизод формирования континентальной земной коры. Кроме того удается выделить набор комплексов-индикаторов коллизии, завершающих становление неорархейского коллизионного орогена.

Беломорский коллизионный ороген, является, как показывают межконтинентальные корреляции, частью главной сутуры неорархейского суперконтинента Кенорленд [7].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-09288).

ЛИТЕРАТУРА

1. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.
2. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3-32.
3. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др. Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Т. 467. № 1.С. 71-74

4. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). 2008. М: Научный мир. 184 с.
5. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Evolution of Archean Crust and Early Life, eds Y. Dilek, H. Furnes, Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7, Springer Science+Business Media B.V. 2014. P. 55-102.
6. Li X, Zhang L., Wei C., Slabunov A.I. Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia// Precambrian Research. 2015. Vol. 268. P. 74-96.
7. Slabunov A. Archean Belomorian collisional orogen: new data and implication for supercontinent reconstruction // Bulletin of the Geological Society of Finland. Special Volume. Abstract of the 32nd Nordic Geological Winter Meeting. Helsinki. 2016. P. 152

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСТРОВОДУЖНЫХ ГРАНИТОИДОВ ХОЙМПЭЙСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Соболев И. Д.^{1,2,3}, Шадрин А.Н.⁴, Расторгуев В.А.⁴

¹Геологический институт РАН, г. Москва

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, sobolev_id@mail.ru

⁴НАО СибНАЦ, г. Тюмень, shadrin_a_n@sibsac.ru, Rastorguev_V@sibras.ru

В Щучьинской зоне Полярного Урала широко развиты палеозойские габброиды, в разное время включавшиеся в состав различных комплексов (Сирин и др., 1962; Комаров и др., 1966; Подсосова и др., 1974; Бевз, 1976; Ремизов, 1998; Куликова, 2005 и др.). Их тела расположены преимущественно во внешней кольцевой зоне Щучьинской структуры. Раннепалеозойские габброиды, представленные оливиновыми и роговообмановыми габбро и габброноритами, относятся согласно Легенде Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (Шишкин и др., 2009), вслед за В. Н. Вороновым (1976), к хоймпэйскому комплексу. На долю габброидов в составе комплекса приходится 98.5% и лишь 1.5% – на плагиограниты. Интрузивы хоймпэйского комплекса прорывают раннепалеозойские островодужные вулканиты сядайской свиты и янганпэйской толщи и габброиды харампэйско-масловского комплекса [3].

Нами были изучены два штокообразных тела плагиогранитоидов хоймпэйского комплекса.

Первый массив расположен в северной части Щучьинской зоны на сопке Яля-Пэ. Это тело плагиогранитов размером 1х0,6 км, слабо вытянутое в субширотном направлении. Плагиограниты прорывают ордовикско-силурийские вулканиты сядайской свиты и янганпэйской толщи и габбро первой фазы хоймпэйского комплекса. Возраст вмещающих вулканитов сядайской свиты принят позднеордовикско-раннесилурийским на основании находок колонии криноидей в прослоях известняков [3]. Кроме того, С.В. Руженцевым в разрезе сядайской свиты из известняков выделены фрагменты конодонтов плохой сохранности (*Polygnathus* или *Siphonodella*), на основании которых верхи свиты датированы (предположительно) поздним девонном – ранним карбоном. Время формирования янганпэйской толщи определяется находками криноидей *Syndetocrinus sp.* и кораллов плохой сохранности, предположительно относящихся к венлоку [2].

Интрузивное тело сопки Яля-Пэ имеет выраженные закалочные контакты, сложенные плагиогранитами с тонкозернистой основной массой и порфиоровыми выделениями плагиоклаза и кварца размером до 2,5 мм. С удалением от контакта зернистость основной массы посте-

ленно увеличивается, и ее структура становится мелко-среднезернистой. В центральной части массива плагиограниты имеют массивную текстуру, порфириовидную мелко-среднезернистую диоритовую структуру. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом среднего состава (35 об. %), роговой обманкой (30 об. %), биотитом (5 об. %) и кварцем (30 об. %).

Второй интрузив расположен в центральной части Щучьинской структуры, в нижнем течении р. Юньяха. Он слагает плутоническую часть Речной палеовулканической кольцевой структуры, прорывая раннепалеозойские островодужные вулканы янганапэйской толщи, Массив размером 1x0,5 км имеет неправильную, вытянутую в северо-восточном направлении форму, сложен лейкоплагиогранитами и плагиогранитами, между которыми отмечаются постепенные переходы. Для пород характерна массивная текстура, средне-мелкозернистая гипидиоморфнозернистая, в сочетании с микрографической, структура. Породы состоят из плагиоклаза (55 об. %), кварца (40 об. %), калиевого полевого шпата (5 об. %) и хлоритизированного темноцветного минерала (до 1 об. %). В лейкоплагиогранитах встречаются небольшие (15x25 см) пегматоидные участки розовых средне-крупнозернистых лейкогранитов. Краевые закалочные фации интрузивного тела сложены порфириовидными плагиоклазитами с тонкозернистой аплитовой кварц-плагиоклазовой основной массой.

Гранитоиды центральных частей обоих массивов имеют нормальную и пониженную щелочность и по петрохимической классификации относятся к семействам лейкогранитов (лейкоплагиограниты и лейкограниты) и гранитов (плагиограниты) [4]. Породы характеризуются Na типом щелочности. При содержаниях SiO_2 от 70.0 до 77.3% для них характерны следующие вариации состава: TiO_2 – 0.2-0.4%, Al_2O_3 – 11.6-13.4%, CaO – 0.5-2.1%, MgO – 0.3-1.0%, $\text{FeO}_{(\text{total})}$ – 1.4-3.0%, Na_2O – 4.1-5.8%, K_2O – 0.1-1.3%. В пегматоидных участках лейкогранитов содержания K_2O увеличивается до 3.6%.

Лейкогранитам и лейкоплагиогранитам Речной палеовулканической кольцевой структуры свойственны низкие суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) – от 54 до 98 г/т. Хондрит-нормированные распределения РЗЭ характеризуются слабым обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb – 1.44-1.67) и выраженным дефицитом Eu. По сравнению с расчетным составом плагиогранитов COX [5] изученные породы обогащены крупноионными элементами (Rb, Th) и обеднены Ba и высокозарядными элементами (РЗЭ, Y, Hf, Zr), отмечается Ta-Nb минимум. По содержанию Rb и (Y+Nb) породы хоймпэйского комплекса относятся к группе гранитов вулканических дуг [5].

Нами было выполнено U-Pb (SIMS) датирование цирконов из плагиогранитов массива сопки Яля-Пэ и пегматоидных лейкогранитов Речной палеовулканической кольцевой структуры, относимых ко второй фазе хоймпэйского комплекса. Пробоподготовка и измерения проводились по стандартной методике в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II.

Цирконы из плагиогранитов массива Яля-Пэ представлены идиоморфными прозрачными светло-жёлтыми короткими ($K_{\text{удл}}$ – 2-2,5) бипирамидально-призматическими кристаллами размером 60–125 мкм. Катодолюминесцентные изображения демонстрируют наличие в цирконах контрастной секториальной, в сочетании с осцилляционной, зональности, реже попадаются зёрна только с осцилляционной зональностью.

Среди цирконов из пегматоидных лейкогранитов Речной структуры выделяется два типа зерен. Первый тип представлен идиоморфными прозрачными светло-жёлтыми субизометричными или слабо удлиненными ($K_{\text{удл}}$ – 1-2,5) бипирамидальными кристаллами размером 70-120 мкм, которые в катодных лучах имеют яркое свечение и осцилляционную зональность. Внутри некоторых зёрен встречаются овальные ядра со слабым свечением. Зерна второго типа, резко преобладающие среди цирконов, – ксеноморфные, с неровными краями, а также идио-

морфные бипирамидально-призматические, изометричные и слабо удлиненные ($K_{удл} - 1-2.5$), полупрозрачные, светло-коричневые, размером 40-200 мкм. В катодных лучах эти цирконы имеют очень слабое однородное свечение, в них содержится большое количество чёрных включений. В некоторых зёрнах видна лоскутная, с элементами мозаичной, зональность. В отдельных цирконах проявлена осцилляционная зональность.

U-Pb датирование десяти зерен циркона из плагиогранитов массива Яля-Пэ (обр. 3010) дало разброс возрастов от 479 до 108 млн. лет. Для девяти цирконов, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст которых варьирует от 479 до 445 млн. лет, конкордантный возраст составляет 454 ± 4 млн. лет (2σ , СКВО = 0.35), что соответствует границе сандбийского и катийского веков позднего ордовика. Данная группа цирконов характеризуется секториальной и секториально-осцилляционной зональностью на катодолюминесцентных изображениях. Одно зерно, имеющее другую, тонкую осцилляционную, зональность, имеет возраст 108 ± 1 млн. лет (1σ).

Для десяти зёрен циркона из пегматоидных лейкогранитов Речной палеовулканической кольцевой структуры (обр. S221-14) получен широкий диапазон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста от 985 до 438 млн лет. Для девяти зерен с возрастaми от 478 до 438 млн. лет рассчитан конкордантный возраст 456 ± 6 млн лет (2σ , СКВО = 0.33), отвечающий концу дарривилского века среднего ордовика – катийскому веку позднего ордовика. В этой группе зерен присутствуют цирконы обоих вышеописанных типов. Одно зерно с возрастом 985 ± 17 млн. лет (1σ) в катодных лучах имеет умеренно яркое свечение и размытую осцилляционную зональность.

Важно отметить, что очень похожие изотопные датировки были получены ранее [1] для цирконов из плагиогранитов, распространённых в поле метагабброидов малыкского комплекса, развитых на западе Щучьинской структуры. U-Pb (SIMS) датирование позволило рассчитать конкордантный возраст по пяти единичным цирконам, который составил 451 ± 14 млн. лет (2σ , СКВО = 0.21).

Выводы:

1) определено время становления гранитоидов хоймпэйского комплекса, которое отвечает рубежу среднего и позднего ордовика (454 ± 4 и 456 ± 6 млн. лет), а также совпадает с возрастом плагиогранитов Малыко (451 ± 14 млн. лет, [1]).

2) изученные гранитоидные тела хоймпэйского комплекса прорывают островодужные вулканы сядайской свиты и янганэпэйчхой толщи. Таким образом, верхний стратиграфический предел формирования этих вулканических тел отвечает границе среднего и верхнего ордовика.

3) плагиогранитоиды хоймпэйского комплекса сформировались, вероятно, в обстановке энсиматической островной дуги, о чём свидетельствуют их пространственная и временная ассоциация с примитивными раннеостроводужными вулканическими телами сядайской свиты и янганэпэйчхой толщи, а также геохимические особенности, свойственные магмам, выплавлявшимся в надсубдукционных условиях – небольшое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых, слабое обогащение некоторыми крупноионными (Rb, Th) и обеднение высокозарядными (P3Э, Y, Hf, Zr) элементами относительно гипотетического состава плагиогранитов СОХ [5], а также наличие Ta-Nb минимума.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ П.А. Львову и Е.Н. Лепехиной, выполнившим определения U-Pb возраста цирконов. Финансирование исследований частично было произведено за счет средств гранта РФФИ «Мой первый грант» (№ 16-35-00552).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В.Л., Куликова К. В., Ларионов А. Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4 (12). С. 60-66.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Второе издание. Серия

Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка / В. А. Душин, О. П. Сердюкова и др. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 372 с.

3. Зылёва Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П., Жданов А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2014. 396 с.

4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.

5. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*. V. 25. 1984. P. 956-983.

ВОЗРАСТ ЛАПЧАВОЖСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-PB (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Соболева А.А.¹, Андреичев В.Л.¹, Ларионов А.Н.², Сергеев С.А.², Кобл М.А.³,
Миллер Э.Л.³

¹*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: aa_soboleva@mail.ru, andreichev@geo.komisc.ru*

²*ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: Sergey_Sergeev@vsegei.ru, alexander_larionov@vsegei.ru*

³*School of Earth, Energy and Environmental Sciences, Stanford University, USA, e-mail: cobleml@stanford.edu, elmiller@stanford.edu*

Лапчавожский гранитоидный массив расположен на западном склоне Приполярного Урала в Центральноуральской мегазоне. Массив площадью 17 км², обнаженный в бассейнах рек Лапчавож и Пелингичей, имеет неправильную форму с извилистыми контактами и представляет собой субсогласное пластообразное тело [1]. Он сложен кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами, тоналитами, гранодиоритами, гранитами и аплитами, при преобладании гранодиоритов. Вмещающие породы принадлежат к саблегорской и моринской свитам верхнего рифея-венда. Экзоконтактовые изменения выражаются в ороговиковании и скарнировании вмещающих пород. Вулканиты саблегорской свиты, залегающие в юго-восточном обрамлении массива, варьируют по составу от базальтов до дацитов и комагматичны плутонитам, образуя вулканоплутоническую ассоциацию [2].

Плутониты и вулканиты характеризуются низкой титанистостью, калиево-натриевым типом щелочности, относятся к умеренно – и высококалиевым известково-щелочным сериям. Гранитоиды и соответствующие им кремнекислые вулканиты сопоставимы с гранитоидами I-типа, согласно классификации Б.Чапелла и А.Уайта [7]. Суммарные концентрации REE составляют в плутонитах 85-176 г/т, в вулканитах – 104-199 г/т и их вариации слабо зависят от изменения SiO₂ в породах. Графики распределения REE образуют наклонные тренды. Отношение La_N/Yb_N изменяется от 5 в андезибазальтах до 8-10 в дацитах и андезидацитах и от 6 в кварцевых диорит-порфиритах до 8-12 в гранитах, то есть более кислые разности сильнее обогащены LREE относительно HREE, что связано, по-видимому, с процессами кристаллизационной дифференциации. Дефицит Eu не выражен или небольшой в наиболее кислых породах [2].

Плутонические породы и вулканиты, характеризуются обогащением LILE и невысокими содержаниями HFSE относительно среднего состава NMORB, что, учитывая наличие Ta, Nb и Ti- минимумов и Pb- максимума, можно рассматривать как свидетельство надсубдукционного происхождения расплавов. По относительно высоким содержаниям K, REE и LILE породы соответствуют известково-щелочным сериям активных окраин андского типа или коллизионных зон.

Имевшиеся изотопные датировки Лапчавожского массива и обрамляющих вулканитов неоднозначны. Rb-Sr изохронный возраст пород массива составляет 513 ± 9 млн. лет ($I_{Sr} = 0.70829 \pm 0.00015$, СКВО=0.6), а вулканитов – 535 ± 10 млн. лет ($I_{Sr} = 0.70837 \pm 0.00016$, СКВО=0.8), что соответствует раннему кембрию [3]. При датировании навесок зерен (*multigrain samples*) циркона методом термоионной эмиссии свинца были получены **Pb-Pb датировки**, отвечающие позднему рифею: гранодиорит – 632 ± 7 и андезидацит – 695 ± 19 млн. лет [2]. Для получения непротиворечивой картины хронологии магматизма было проведено U-Pb датирование цирконов из пород массива и вмещающих вулканитов на вторично-ионных микронзондах SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) и SHRIMP-RG (Центр микроанализа Стэнфордского университета и Геологической службы США).

Результаты, полученные на SHRIMP-II по цирконам из образцов гранодиорита и андезидацита, по которым выполнялось Pb-Pb датирование, показали, что возраст цирконов из гранодиорита составляет 558 ± 4 млн. лет (10 точек), из андезидацита – 554 ± 5 млн. лет (10 точек). По цирконам, проанализированным на SHRIMP-RG, получены конкордантные возрасты 555 ± 5 млн. лет (7 точек) и 553 ± 4 млн. лет (9 точек) для кварцевого диорит-порфира и гранита соответственно.

Таким образом, в результате датирования цирконов получены практически совпадающие возрастные значения в узком диапазоне 558–553 млн. лет, свидетельствующие о формировании лапчавожской вулcano-плутонической ассоциации в начале позднего венда. Возраст Лапчавожского массива хорошо согласуется с возрастом большинства гранитных массивов, вскрытых скважинами в фундаменте Печорской плиты вблизи Припечорско-Ильч-Чикшинской зоны разломов – предполагаемой сутурной зоны орогена Тиманид. Этот этап гранитообразования, как полагают, связан с орогенезом в ходе тиманской коллизии [4] или аккреции [5, 6].

Исследования выполнены в рамках проекта УрО РАН № 15-18-5-40 и при поддержке Национального научного фонда США (Tectonics Award 0948673, рук. Э.Л. Миллер).

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2005. 335 с.
2. **Соболева А.А.** Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 146 с.
3. **Соболева А.А., Андреичев В.Л.** Вулcano-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале / Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: Тез. докл. Сыктывкар: Геопринт. 1997. С. 38-39.
4. **Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С.** 2006. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиты, Тиманиды и доордовикские гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона / Литосфера. 2006. № 4. С. 3-22
5. **Gee D.G., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovzikova E.** New, single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica / Polarforschung, 1998 (erschienen 2000). V. 68. P. 161-170.
6. **Kostyuchenko S., Sapozhnikov R., Egorkin A., Gee D.G., Berzin R., Solodilov L.** Crustal structure and tectonic model of northeastern Baltica, based on deep seismic and potential field data / Gee D. G. & Stephenson R.A. (eds) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 2006. V. 32. P. 521-539.
7. **Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / Contrib. Miner. and Petrol., 1987. V. 95. P. 407-419.

НЕОБЫЧНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В МЕТАСОМАТИТАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Старикова А.Е.¹, Скляров Е.В.^{2,3}

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

²Институт Земной Коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skl@crust.irk.ru

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Щелочные массивы являются объектами изучения исследователей, не только благодаря тому, что к щелочным породам нередко приурочены промышленные концентрации многих полезных ископаемых, но и поскольку для них характерна богатейшая минералогия (в том числе редкая). Тажеранский щелочной массив, расположенный в районе одноименной бухты Байкала в районе Западного Прибайкалья не является исключением. При общей площади всего 6 км² в его пределах было обнаружено более 150 минеральных видов, список которых до сих пор пополняется. Особенностью массива является то, что его становление происходило в условиях активного сдвигового тектоногенеза: массив расположен в центре сдвиговой петли, сформировавшейся при косоугольной коллизии террейнов с Сибирским кратоном [5]. Сам массив представляет собой сложный композит магматических пород разного состава (сиенитов, щелочных сиенитов, субщелочных габброидов и поздних жил гранитных пегматитов) с большим количеством разновеликих тел карбонатных пород. Последние часто имеют жильную форму и нередко содержат в себе «ксенолиты» и сиенитов, и габброидов. Независимо от взглядов на происхождение (расплавное внедрение или вязко-пластическое течение) инъекционная природа карбонатных тел геологически однозначно обоснована [3]. Геохронологические данные (U-Pb метод) показывают более ранний возраст сиенитов (470 млн. лет) и субсинхронное (пульсационное) внедрение нефелиновых сиенитов и субщелочных габброидов (455-460 млн. лет) [2; 5].

Характерной чертой Тажеранского массива является повсеместное проявление широкого спектра метасоматических пород, а благодаря его щелочной природе и сложной модели формирования метасоматиты нередко представлены весьма необычными минеральными парагенезисами. Некоторые из них будут рассмотрены в данной работе.

Мелилитсодержащие парагенезисы. Минералы группы мелилита были обнаружены в двух различных типах пород, между которыми прослеживается генетическая связь. Первый – нефелин-титанфассаитовые породы, слагающие широкую полосу между кальцитовыми мраморами и роговиками основного состава в центральной части массива. Здесь мелилит встречается в виде идиоморфных зерен в «ксенолитах» нефелин-титанфассаитовых пород и в приконтактных зонах. Второй – гранат-мелилит-волластонитовые породы, чьи выходы небольших тел картируются на продолжении полосы титанфассаитовых пород. Химизм минералов группы мелилита в обоих типах пород выходит далеко за рамки скарновых: содержание Na₂O достигает 7 мас.%, что позволяет отнести некоторые из них к алюмоакерманиту – редкому мелилиту, описанному в наиболее щелочных разностях сложных щелочно-ультраосновных массивов [7]. Также в гранат-мелилит-волластонитовых породах был найден редкий минерал метеоритов, кимберлитов и магматических щелочных пород – кирштейнит (Ca(Fe,Mg)SiO₄) [1], а в титанфассаитовых – железистый монтичеллит (Ca(Mg,Fe)SiO₄). Кроме того, в породах присутствуют диопсид, нефелин, пектолит [NaCa₂Si₃O₈(OH)], куспидин [Ca₄Si₂O₇F₂]. Среди рудных минералов – перовскит, сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит, трюилит), арсениды (никелин и лёллинит), а также весьма редкие K-Cl содержащие сульфиды (джерфишерит, бартонит, Cl-бартонит) [6]. Одной из наиболее правдоподобных предположе-

ний относительно генезиса этих пород является высокотемпературная метасоматическая проработка ранее существовавших долеритов, относящихся к Бирхинскому комплексу (500 млн. лет). Однако, вопрос об источнике флюидов до сих пор до конца не решен.

Парагенезисы с минералами группы сапфирина. К нетипичным для метасоматических пород можно отнести и находки в метасоматических парагенезисах минералов сапфириновой группы: 1. энigmatита; 2. высокомагнезиального энigmatита; 3. минерала промежуточного состава энigmatит-рэнит.

Энigmatит и магнезиальный энigmatит был обнаружен в будинированной и метасоматизированной дайке нефелиновых сиенитов, контактирующей с бруситовыми мраморами и гранат-мелилит-волластонитовыми породами. Непосредственно в дайке энigmatит имеет типичный для минерала состав ($\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_5\text{TiSi}_6\text{O}_{20}$ с MgO до 2 мас.%), а в краевых частях присутствует Mg-энigmatит (MgO до 11 мас. %). Обе разновидности встречаются в ассоциации с клинопироксеном, калиевым полевым шпатом, нефелином, плагиоклазом, ильменитом и магнетитом. Степень преобразования нефелиновых сиенитов с типичным энigmatитом значительно ниже: в породе присутствуют реликты первичного эгирин-авгита, и зерна калишпата практически не замещены нефелином и альбитом. Здесь энigmatит приурочен к зернам ильменита и образует каймы на контакте с эгирин-авгитом. Mg-энigmatит был обнаружен в мелкозернистой породе с большим количеством симплектитовых структур, где из темноцветных минералов были также обнаружены высокотитанистый эгирин-авгит (TiO_2 до 7.5 мас. %) и амфибол промежуточного состава катофорит-экерманит. Mg-энigmatит, редко приурочен к зернам ильменита, общее количество которого здесь значительно ниже. Как правило, Mg-энigmatит образует симплектитовые сростания с нефелином, которые в свою очередь окружены симплектитами клинопироксена и нефелина.

Проявление минералов промежуточного состава энigmatит-рэнит связано с относительно редкими дайками плагиоклазовых порфиритов, которые по геологическим соотношениям являются одними из наиболее поздних образований массива. Они прорывают нефелиновые сиениты, имеют неправильную форму и часто будинированы. В этих дайках плагиоклаз обычно в разной степени нефелинизирован, а в матриксе широко развиты симплектиты разного минерального состава. Энigmatит-рэнит образует симплектитовые сростания с нефелином и ассоциируют с оливином (#Mg 27-30), клинопироксеном диопсид-геденбергитового ряда (#Mg 55-65) и керсутитом, нередко его замещая. Большинство проанализированных энigmatит-рэнитов по правилу 50% относится к высококальциевым энigmatитам, но отмечаются и высоконатровые рэниты [4]. Минералы сапфириновой группы с подобными составами ранее в литературе не упоминались, что давало основание предполагать наличие разрыва симсимности между энigmatитом и рэнитом ($\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}\text{TiSi}_3\text{Al}_3\text{O}_{20}$). Находка промежуточных членов позволяет значительно расширить поле устойчивости их составов.

Парагенезисы с Ti-Zr минерализацией. Многие элементы, считающиеся малоподвижными при процессах метасоматоза, в Тажеранском массиве обнаруживают способность переноситься на значительные расстояния. Так Ti-Zr минералы с примесями Nb и Hf (тажеранит, перовскит и др.) являются распространенными аксессуариями не только для магнезиальных скарнов, широко развитых на контакте нефелиновых сиенитов и бруситовых маморов, но и для жильных тел карбонатно-силикатных метасоматитов (форстерит-шпинелевых кальцифиров), картирующихся в бруситовых мраморах южной части Тажеранского массива. Распределение Ti-Zr минералов в этих двух типах пород различно: в кальцифирах они достаточно равномерно распределены в породе, в то время как в магнезиальных скарнах, как правило имеющих полосчатую текстуру, Ti-Zr минерализация в основном приурочена к границе кальцитовых и форстерит-шпинелевых зон. Набор аксессуарных минералов одинаков в обоих случаях:

тажеранит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$ (кубический), кальциртит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$ (тетрагональный), цирконолит $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$, бадделеит ZrO_2 и перовскит CaTiO_3 . В кальцифирах также встречается гейкилит MgTiO_3 , а в магнезиальных скарнах – ильменит FeTiO_3 .

Рассмотренные минеральные ассоциации не являются типичными для метасоматитов, и их появление не может быть объяснено простым воздействием сиенитовых расплавов на карбонатно-силикатную матрицу в спокойной тектонической обстановке, как предлагалось ранее [1]. Условия активного сдвигового тектоногенеза, пульсационный характер внедрения расплавов различного состава и щелочная специфика массива значительно усложнили реконструкцию происходивших при становлении процессов и сделали возможным не только расширить спектр собственно метасоматических минералов и вариаций их составов, но и предполагать иные механизмы переноса вещества с участием щелочных флюидов и флюид-расплавов и существенным изменением состава порций расплава в результате взаимодействия с карбонатным субстратом.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта Президента РФ (МК-6268.2016.5) и гранта РФФИ (16-05-00202 А).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Конев А.А., Самойлов С.В.** Контактный метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Н-сиб.: «Наука». 1974. 244 с.
2. **Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., и другие** Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405-1423.
3. **Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., и другие** Инъекционные карбонатные и силикато-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья // Геотектоника. 2013. Т. 47. № 3. С. 58-77.
4. **Старикова А.Е., Скляр Е.В.** Минералы группы энigmatит-рэнит в Тажеранском массиве (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск. 2014. С. 213-215.
5. **Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., и другие** Сдвиговый тектоногенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682-700.
6. **Sharygin V.V., Starikova A.Ye.** Sulfide associations in garnet-melilite-wollastonite skarns of the Tazheran alkaline massif, Baikal region // XXVII International conference school «Geochemistry of alkaline rocks» Abstract Volume. 2010. P. 164-165.
6. **Wiedenmann D., Keller J., Zaitsev A.N.** Melilite-group minerals at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Lithos. 2010. V. 118. P. 112-118.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАДИОИЗОТОПНОМУ ДАТИРОВАНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОСТРОВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

Сьедин В.Т., Терехов Е.П.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток,
sedinl@poi.dvo.ru*

Залив Петра Великого (залив ПВ) занимает обширный участок приконтинентального шельфа Японского моря в районе Южного Приморья. Он глубоко вдается в Азиатский континент, формируя два хорошо обособленных залива более низкого порядка – Амурский и Уссурийский. Залив является местом сочленения 3-х структурных единиц [3; Кутуб-Заде и др. 2002 г. и др.], а по геофизическим данным он находится в зоне трансформации земной коры с континентальной в океаническую [1]. Такое структурное положение залива ПВ обусловило его сложную геодинамическую позицию и активные тектономагматические процессы в течение длительного (палеозой – кайнозой) геологического времени.

На акватории залива ПВ имеется множество мелких и крупных островов, которые могут быть объединены в 3 группы по их географическому расположению: 1 – острова западной части залива, расположенные в западной прибрежной части Амурского залива (о-ва Фуругельма, Сибирякова, Антипенко и др.); 2 – острова центральной части залива, которые как бы разделяют Амурский и Уссурийский заливы, и где сосредоточены большинство больших и малых островов залива; 3 – острова восточной части залива ПВ, расположенные в восточной прибрежной части Уссурийского залива (о-ва Аскольд, Путятина и др.).

Острова центральной части залива локализованы в полосе, которая протягивается в юго-западном направлении мористее от п-ва Муравьева-Амурского на расстояние около 60 км. Наиболее крупными из них являются о-ва Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Стенина и Большой Пелис. В тектоническом плане эти острова являются морским продолжением Муравьевского горст-антиклинория северо-восточного простирания [2], северная (континентальная) часть которого представлена п-овом Муравьева-Амурского. Эта положительная структура обрамлена с запада и востока впадинами (грабенообразными структурами) Амурского и Уссурийского заливов и отделена от них Муравьевским и Артемовским глубинными разломами северо-восточного простирания [1; 3; 5; Кутуб-Заде и др., 2002 г.].

Настоящая работа посвящена геологическим исследованиям, которые выполнялись начиная с 2005 г. на всех крупных островах центральной части залива ПВ - от самого северного из них (о-в Русский) до самых – южных (о-ва Большой Пелис и Матвеева). По результатам работ можно сделать следующие выводы: 1 – на островах присутствуют одни и те же типовые комплексы (или типы) магматических и осадочных пород, которые в разных соотношениях развиты на том или другом отдельном острове (все типы пород – магматические и осадочные представлены только на о-ве Большой Пелис). Мелкие о-ва обычно сложены каким-то одним типом пород, а о-в Попова мы рассматриваем как эталонный объект для магматических пород [4]. 2 – определены взаимоотношения различных типов пород между собой, т. е. установлены их относительные (моложе, древнее) возраста; 3 – на некоторых островах обнаружены типы пород, которые здесь не были описаны ранее (в частности, осадочные породы на о-вах Рейнеке и Рикорда, образования муравьевского комплекса на о-ве Русский).

На о-ве Попова выделяется шесть типов магматических пород, которые являются характерными образованиями для всех о-вов центральной части залива Петра Великого: 1 – серые, розовато-серые и серовато-розовые среднезернистые гранитоиды седанкинского комплекса (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты); 2 – лейкократовые мелко-среднезернистые габбро (пограничный комплекс); 3 – меланократовые габброиды (муравьевский комплекс); 4 – розовые лейкократовые гранит-порфиры (островной комплекс); 5 – кислые вулканические породы (островной комплекс); 6 – вулканические образования андезитовой толщи (базальты, андезито-базальты, андезиты). Каждый из выделенных типов пород отвечает отдельному комплексу – известному ранее или новому.

Проведенные исследования и имеющиеся литературные данные позволяют предложить новую возрастную (временную) схему формирования различных типов пород (осадочных и магматических) для островов центральной части залива ПВ.

Наиболее древними породами здесь являются осадочные образования поспеловской свиты, развитые в северной части о-ва Русский. Согласно традиционным представлениям (Кутуб-Заде и др., 2002 г. и более ранние работы) они относятся к породам раннепозднепермского возраста (P_{1-2} ps). Новые палеонтологические данные (определения по неморским двухстворчатым моллюскам) подтвердили раннепермский возраст поспеловской свиты по современной стратиграфической шкале [6].

Более молодыми (позднепермскими) по возрасту породами островов центральной части

залива ПВ являются гранитоиды седанкинского комплекса (Тип 1) и вулканогенно-осадочные образования владивостокской свиты. Породы седанкинского комплекса известны на всех крупных островах залива (о-ва Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Стенина и Большой Пелис), где играют значительную роль в их строении. Они представлены главным образом хорошо раскристаллизованными среднезернистыми гранитоидами. Традиционно, на основании преимущественно геологических данных (Кутуб-Заде и др., 2002 г.; и др.) гранитоиды седанкинского комплекса относятся к позднепермским образованиям. В тоже время существующие для них многочисленные старые радиоизотопные датировки (64-615 млн. лет по данным Э.С. Овчарка (1985 г.)) неприемлемы для квалифицированного суждения о возрасте гранитоидов.

Недавние определения, полученные по цирконам из гранитоидов седанкинского комплекса (Таблица) дают разброс 249-432 млн. лет, т.е. силур – поздняя пермь [7], причем датировка для эталонного массива (район Седанки) отвечает поздней перми – 260.7 ± 3.1 млн. лет. Мы принимаем позднепермский возраст пород седанкинского комплекса. Вулканогенно-осадочные образования владивостокской свиты, которые мы относим к эффузивным коагматам гранитоидов седанкинского комплекса, развиты в западной части о-ва Русский в зоне глубинного Муравьевского разлома. Их позднепермский возраст определен на основании палеонтологических данных (Кутуб-Заде и др., 2002г.; и др.). Нами получена одна датировка по вулканитам владивостокской свиты на о-ве Русский (мыс Средний), которая отвечает раннепермскому (295 ± 7 млн. лет) времени (Таблица).

Стратиграфически выше пород седанкинского комплекса и владивостокской свиты залегают осадочные образования триасового возраста. Ранее они выделялись только на о-ве Русский ($T_{1,2}$), где они детально изучены Ю.Д. Захаровым (2004), а ныне обнаружены нами на о-вах Рейнеке и Рикорда. Осадочные образования о-вов Большой Пелис и Матвеева (камни Матвеева), которые ранее относились к ранне-позднепермской (P_{1-2}) решетниковской свите (Кутуб-Заде и др., 2002г.), также относятся к триасовому возрасту. Определения выполнены О.Л. Смирновой по радиоляриям [4].

Выше осадочных пород триасового возраста залегают образования андезитовой толщи (Тип 6), которые представлены главным образом вулканитами среднего состава и их агломератовыми туфами. Породы этой толщи участвуют в строении южных частей о-в Попова и Большой Пелис, а также слагают северную часть о-ва Рейнеке, весь о-в Матвеева и некоторые мелкие о-ва вблизи о-вов Рейнеке и Рикорда. Вулканиты андезитовой толщи рвут осадочные образования триасового возраста, образуя в последних дайки и силлы (наблюдения на о-вах Большой Пелис и Матвеева), а сами, в свою очередь, прорываются лейкократовыми габбро (Тип 2), меланократовыми габброидами (Тип 3) и розовыми лейкократовыми гранит-порфирами (Тип 4).

Лейкократовые мелко-среднезернистые габбро (Тип 2) пограничного комплекса играют значительную роль в геологическом строении о-ва Попова, а также известны на о-вах Рейнеке, Рикорда и Большой Пелис. Они являются более молодыми породами, чем образования андезитовой толщи (Тип 6), осадочные породы триасового возраста и гранитоиды седанкинского комплекса (Тип 1). Согласно наблюдаемым взаимоотношениям лейкократовое габбро рвут (или лежат гипсометрически выше) гранитоиды седанкинского комплекса (о-ва Попова и Большой Пелис), а также породы андезитовой толщи (о-в Рейнеке). В то же время в лейкократовом габбро отмечаются прожилки и дайки (мощностью в первые метры) меланократовых габброидов (Тип 3), их рвут лейкократовые гранит-порфиры (Тип 4) и на них налегают кислые вулканиты (Тип 5). Особенно хорошо эти взаимоотношения видны на о-вах Попова и Рейнеке. Имеется одно определение изотопного возраста (225 ± 20 млн. лет) по лейкократовом габбро (таблица), которое отвечает рубежу раннего и среднего триаса [4].

Таблица. Радиоизотопные возраста магматических пород.

№	№ пробы	Координаты		Тип пород	Возраст млн. лет
1	МС-3	N42°59'77"	E131°45'02"	туф	295±7
2	МС-2	N42°59'7"	E131°45'02"	гранит-порфир	163±4
3	П-48-11	N42°55'710"	E131°43'877"	гранит-порфир	167±4
4	П-48-6	N42°55'985"	E131°43'817"	гранит-порфир	167±3
5	П-2-1	N42°58'140"	E131°43'062"	кислый вулканит	180±4
6	П-3-1	N42°58'344"	E131°44'598"	кислый вулканит	210±5
7	П-29-1	N42°59'165"	E131°43'717"	кислый вулканит	220±5
8	170-3			габбро	225±20
9	VV05	N43°12'08"	E131°59'20"	гранит	260.7±3.1
10	VV02	N43°02'08"	E131°53'03"	гранит	422.2±2.5
11	VV11	N42°58'32"	E131°51'03"	гранит	301.7±2.4
12	VV12	N42°58'55"	E131°45'11"	гранит	249.7±3.5
13	VV13	N43°01'59"	E131°48'54"	гранодиорит	431.9±2.7
14	VV15	N43°03'11"	E131°47'45"	порфирит	423.7±3.2

Примечание: 1,2, 10-14 – о-в Русский; 3-7 – о-в Попова; 9 – п-ов Муравьева-Амурского (седанкинский массив). 1-8 – определения выполнены по породам **К-Аг методом (ИГЕМ РАН, аналитик В.А. Лебедев)**. 9-14 – определения по цирконам по [7]; 8 – береговая зона пролива Старка по [4].

Стратиграфически выше лейкократовых габбро находятся меланократовые габброиды муравьевского комплекса (Тип 3). Они широко распространены на о-ве Попова (в основном северная часть острова) и Рикорда, где слагают лавовые потоки, дайки и небольшие субвулканические тела, а также известны на о-вах Рейнеке, Большой Пелис и Матвеева. Меланократовые габброиды рвут и выносят в виде ксенолитов лейкократовое габбро. В то же время они подвержены воздействию гранитного вещества лейкократовых гранит-порфиров (Тип 4) и на них налегают мощные потоки кислых вулканитов (Тип 5). Иными словами они моложе седанкинских гранитоидов, вулканитов владивостокской свиты, образований андезитовой толщи и лейкократовых габбро, но в то же время древнее кислых вулканитов 2-го этапа и розовых лейкократовых гранит-порфиров.

Розовые лейкократовые гранит-порфиры (Тип 4, островной комплекс) являются типоморфными образованиями островов центральной части залива ПВ. Они известны на всех крупных островах, где формируют небольшие массивы обычно по периферии других пород, субвулканические тела, дайки, а их комагматы (кислые вулканиты) – лавовые потоки и силлы в более древних образованиях. Самое крупное самостоятельное тело этих пород находится на п-ве Ликандера (юг о-ва Попова), а наиболее хорошо выраженные силлы располагаются в юго-восточной (береговой) части о-ва Рейнеке. Имеется 3 определения возраста гранит-порфиров (163-167 млн. лет), что соответствует средне-позднеюрскому времени (таблица). Лейкократовые гранит-порфиры, наряду с их комагматами, являются самыми молодыми магматическими породами островов центральной части залива П В.

Кислые вулканические породы (Тип 5) широко развиты на островах центральной части залива ПВ. Они играют значительную роль в геологическом строении о-вов Русский (западная часть), Попова (северная часть), Рейнеке (восточная часть) и Большой Пелис (юг острова). Имеющиеся данные по определению возраста этих пород и изученные взаимоотношения кислых вулканитов с другими типами магматических пород позволяют считать, что среди них имеются разновозрастные образования. Часть кислых вулканитов составляют основу владивостокской

свиты (о-ва Русский, Большой Пелис) и имеет, скорее всего, позднепермский возраст. Другая часть кислых вулканитов (о-ва Попова и Рейнеке) является, скорее всего, комагматами (?) розовых лейкократовых гранит-порфиров. Они, наряду с последними являются самыми молодыми магматическими породами островов центральной части залива ПВ. Имеется 3 определения изотопного возраста для кислых вулканитов о-ва Попова (таблица), которые ложатся в интервал 180-220 млн. лет. Это соответствует поздне триас-раннеюрскому времени. Учитывая этот факт, можно предполагать проявление на островах поздне триасового кислого вулканизма.

Согласно проведенным работам (с учетом взаимоотношений пород, данных изотопного возраста и палеонтологических определений) именно таким образом представляется последовательность геологических событий на островах центральной части залива ПВ.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Необходимо пересмотреть традиционную точку зрения, согласно которой все магматические породы островов центральной части залива Петра Великого формировались в позднепермское время. Скорее всего, следует говорить о длительном периоде образования этих пород, который охватывает время от поздней перми до средней (и/или поздней) юры.

2. Начиная с позднепермского времени, выделяются: 2 этапа кислого магматизма – позднепермский (седанкинские гранитоиды, образования владивостокской свиты) и юрский (розовые лейкократовые гранит-порфиры островного комплекса и их комагматы); один этап андезитового вулканизма (образования андезитовой толщи); а также 2 этапа базитового магматизма (лейкократовое габбро пограничного комплекса и меланократовые габброиды муравьевского комплекса). Не исключено, что можно говорить и о третьем (поздне триасовом) этапе проявления кислого вулканизма.

3. Все типы магматических пород, исключая гранитоиды седанкинского комплекса, обычно четко локализируются в зонах глубинных разломов различной ориентировки – северо-восточного: Муравьевский (западная часть о-ва Русский, север о-ва Попова и др.) и Артемовский, а также северо-западного (о-ва Большой Пелис и Матвеева) направлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке экспедиционного гранта программы «Дальний Восток» № проекта 16-И-1-006 Э.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г.** Структурно-плотностные модели земной коры зоны сочленения Центральной котловины с прилегающим континентом // Исследования дальневосточных морей России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука. 2007. С. 53-60.
2. **Васильковский Н.П.** Строение цоколя шельфа залива Петра Великого // Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука. 1978. С. 64-81.
3. **Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А и др.** Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра, Великого Японского моря. М.:ГЕОС. 2008. С. 355-378.
4. **Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А и др.** Новые данные по геологии островов залива Петра Великого (Японское море). Остров Попова // Вест. ДВО. 2013. № 2. С. 13-21.
5. **Кулинич Р.Г.** Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. дис. канд. геол. - мин. наук. Владивосток. 1969. 27 с.
6. **Уразаева М.Н., Силантьев В.В., Изосов Л.А., Терехов Е.П.** Неморские двухстворчатые моллюски из нижнепермских отложений острова Русский // Ученые записки Казанского университета (Естественные науки). 2013. Т. 155. Кн. 2. С. 190-202.
7. **Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S. A. and Golozubov V.V.** Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia // J. Mineral. and Petrol. Science. 2014. V. 109. P. 97-102.

МЕХАНИЗМЫ ГЕНЕРАЦИИ ПОВЫШЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СДВИГОВЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

Филатова В.Т., Петровская Л.С.

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

Северо-восточная часть Балтийского щита является весьма консервативным структурным элементом, сохраняющим в неизменном виде основные черты своего строения в течение полутора миллиардов лет. Этот регион служит естественным полигоном для всестороннего исследования кристаллического комплекса земной коры и для реконструкции условий формирования коры континентального типа. В пределах щита наблюдается широкий спектр докембрийских пород, метаморфизованных и испытавших различную степень деформационно-вещественных преобразований и приуроченных к зонам повышенных деформаций, что и порождает дискуссии о геологической природе эндогенных процессов и их термодинамических режимах в глубинных тектонических зонах сдвиговой природы. Согласно существующей теории развития «Кольского глубинного раннедокембрийского коллизииона» северо-восточная часть Балтийского щита развивалась в пульсационном режиме в интервале 3.1-1.6 млрд. лет назад [3]. В основу данной концепции положено предположение о том, что архейский геодинамический режим щита определялся неоднородным и дискретным взаимодействием малых и тонких сиалических плит, подстилаемых мигматитовым астеносферным слоем. Дискретные импульсы сжатия региона могли обусловить проскальзывание жёстких сегментов коры относительно друг друга, особенно, если в сдвиговых зонах присутствовали более пластичные породы. В представленной работе делается попытка объяснить механизмы возникновения пространственной неоднородности проявления термобарических условий формирования минеральных парагенезисов в пределах небольших по площади участков в породах одного возраста и стратиграфического положения. Для решения поставленных задач использовалось математическое моделирование геодинамических обстановок, которое позволяет объяснить вариации термодинамических условий в структурно-вещественных комплексах.

Район исследований расположен в сложно дислоцированной зоне северо-востока Балтийского щита – на стыке Кольского и Беломорского мегаблоков, вблизи западного фланга Имандра-Варзугской структуры. В неоархее регион претерпел региональный метаморфизм, отвечающий условиям амфиболитовой фации с термодинамическими параметрами: $P=4.0-5.5$ кбар и $T=500-600$ °C [4, 5]. Выполненные ранее исследования выявили неоднородности составов гранатов, связанные с вариациями $P-T$ условий их формирования в породах разного литогеохимического состава с неодинаковой степенью проявления пластических деформаций [1, 5]. В качестве опорного полигона для применения численного моделирования был выбран участок «Нюрпа», где проводилось детальное картирование в различной степени пластически деформированных гранат-двуслюдяных парагнейсов и вмещающих их плагиоамфиболитов [5]. Полученные оценки вариаций термодинамических параметров формирования минеральных парагенезисов для гранатсодержащих пород показали, что существует корреляция оценок давления с интенсивностью наблюдаемых пластических деформаций пород в пределах изученных пород. Данный факт позволяет дополнить и пересмотреть общепринятую точку зрения о том, что в регионально-метаморфических комплексах термодинамические условия формирования горных пород должны быть выдержаны в пределах конкретного структурно-вещественного комплекса.

Объектом для математического моделирования были выбраны геологические образования, представленные слоем гранат-двуслюдяных парагнейсов, который расположен в сдвиговой зоне и неоднородно деформирован. В пределах слоя выделяются участки, различные по интенсивности проявления пластических деформаций. Слой ограничен толщиной плагиоамфиболитов и на всём своём протяжении имеет переменную мощность, причём, одна грань слоя линейна. Показано, что в интенсивно деформированных зонах формирование парагнейсов могло протекать при давлении 8.0-9.2 кбар, а в слабдеформированных зонах – при давлении 5.5-8.0 кбар, оценки температурных условий формирования сопоставимы и находятся в интервале 490-590 °С [5].

Результаты детального картирования геологических образований в пределах участка «Нюрпа» позволили построить реологическую модель сдвиговой зоны, использование которой даёт возможность физически обосновать механизм генерации избыточных давлений в пластичном слое при подвижках коровых сегментов. Данная исходная модель включает в себя пластичный слой гранат-двуслюдяных парагнейсов переменной мощности, ограниченный сверху и снизу жёсткими пластинами плагиоамфиболитов. В силу того, что мощность слоя переменна, то в его пределах можно выделить два сегмента (А, В), в каждом из которых нижняя грань горизонтальна, а верхняя имеет незначительный наклон. Следовательно, при численном моделировании для каждого сегмента слоя задавалась реологическая модель с определёнными параметрами. Модель А: $h_m = 12.5$ м – средняя мощность слоя, $l = 16.2$ м – длина сегмента, $\delta = 2^\circ$ – угол наклона верхней грани слоя. Модель В: $h_m = 7.8$ м, $l = 22.2$ м, $\delta = 8^\circ$.

Принятые реологические модели среды позволяют рассмотреть течение несжимаемой вязкой жидкости в зазоре между двумя движущимися относительно друг друга жёсткими плоскостями. Такие течения описываются уравнениями Навье – Стокса и уравнением неразрывности [7]. В нашем случае рассматриваются ползущие течения при очень малых числах Рейнольдса – $Re \ll 1$ и при преобладающей роли вязкости. К представленным реологическим моделям можно применить положения гидродинамической теории смазки [7], из которой следует, что характерным свойством течения смазочного вещества в щели между ползуном и опорной поверхностью, образующих между собой малый угол δ , является возникновение высоких давлений при сравнительно медленном движении. Как показывает опыт выполнения расчётов избыточных давлений в сдвиговых зонах, распределение давлений внутри пластичного слоя не является линейным (приближённо параболическое распределение) и зависит от вязкости пород η , мощности слоя h_m , угла наклона одной грани слоя относительно другой δ , протяжённости слоя l , скорости подвига блоков V [6]. Решение уравнений Навье – Стокса и уравнения неразрывности применительно к заданной реологической модели позволяет оценить среднее избыточное давление в слое, которое возникает на фоне сдвиговых явлений:

$$P_{cp} = \eta V \frac{l^2}{h_m^2 (2h_{max} \operatorname{tg} \delta - l)}$$

где h_{max} – максимальная мощность слоя.

В процессе численного моделирования были получены следующие количественные оценки. Допускаем, что вязкость гранат-двуслюдяных парагнейсов в сдвиговой зоне может варьировать в интервале $10^{18} \div 10^{20}$ Па · с, а избыточное давление равно $1 \div 5$ кбар согласно имеющимся данным [5]. В результате скорость проскальзывания жёстких сегментов коры относительно друг друга в целом можно оценить в интервале:

$$P_{cp} = \eta V \frac{l^2}{h_m^2 (2h_{max} \operatorname{tg} \delta - l)}$$

В районе исследований амплитуды сдвиговых перемещений чётко не выражены, но предполагается, что они небольшие [2]. На структурной схеме в пределах Воче-Ламбинского полигона амплитуды сдвигов можно оценить в интервале $0.1 \div 20 \text{ м}$. Следовательно, продолжительность дискретных импульсов сжатия региона может варьировать от 2000 лет до 1 млн. лет. Полученные оценки длительности импульсов сжатия на фоне всего периода развития Кольской коллизионной структуры (3.1-1.6 млрд. лет назад) выглядят вполне реальными. Следует отметить, что вопрос о длительности формирования метаморфических комплексов до сих пор остаётся открытым.

Во время сдвига в пластичном слое наблюдается послонное течение вещества, скорость которого зависит непосредственно от вязкости. Не исключено, что в пределах слоя гранат-двуслюдяных парагнейсов существовали вариации вязкости пород. Скорость послонного течения вещества увеличивается при уменьшении его вязкости. В итоге проявляется эффект возвратных течений и начинают формироваться пластические деформации в слое локального порядка. Таким образом, можно объяснить существующую неоднородность в проявлении пластических деформаций в пределах однородного слоя. Следовательно, на участках со слабым проявлением пластических деформаций формирование пород происходило при меньших давлениях с вязкостью равной $10^{19} \div 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$, а в сильно пластически деформированных зонах при повышенных давлениях вязкость изменяется в интервале $10^{18} \div 10^{19} \text{ Па} \cdot \text{с}$. Полученные данные численного моделирования показали, что избыточное нелинейное давление относительно фонового, при сопоставимых температурных интервалах, может быть обеспечено на сравнительно небольших глубинах за счёт сдвиговых движений в неоднородной по вязкости среде.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Беляев О.А., Петров В.П., Реженова С.А.** Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // ЗВМО. 2000. № 1. С.82-90.
2. **Воче – Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова** / ред. Ф.П. Митрофанов, В.И. Пожиленко. – Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1991. 196 с.
3. **Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др.** Кольский глубинный раннедокембрийский коллизия: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1997. Сер. 7 (геология, география). Вып. 3. (№ 21). С.5-18.
4. **Петров В.П., Волошина З.М., Латышев Л.Н., Реженова С.А.** Новые данные о метаморфизме супракрупных образований Приимандровского района и их геологическое значение // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: изд. КолФАН СССР. 1984. С.58-78.
5. **Петровская Л.С., Петров В.П., Петровский М.Н., Базай А.В.** К проблеме термодинамических режимов метаморфических процессов глубинных сдвиговых зон (на примере Лапландско-Беломорского шва) // Вестник КНЦ РАН. 2015. № 4. С.17-34.
6. **Филагова В.Т.** Геодинамические режимы при формировании Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // ДАН. 1996. Т. 349. № 5. С.682-684.
7. **Шлихтинг Г.** Теория пограничного слоя. М: Наука. 1969. 742 с.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И РУДОНОСНОСТЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ РОЛИ ТРАНСФОРМНОГО АСТЕНОСФЕРНОГО ДИАПИРИЗМА: МАГНИТОГОРСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ МЕГАЗОНА В КАРБОНЕ (Ю.УРАЛ)

Холоднов В.В.¹, Салихов Д.Н.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru

²Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа.

В последнее время убедительно доказывается активная роль астеносферной мантии в надсубдукционном магмо – и тектогенезе и в кардинальной перестройке геологических

структур при скольжении литосферных плит. На Урале в процессе смены геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизийный и трансформный во временных интервалах S_2 - D_1 и D_3 - C_1 проявляется магматизм близкий зонам скольжения литосферных плит [5 и др.]. В эти интервалы времени происходит субсинхронное образование различных по составу и генезису магматических серий: производных внутриплитных мантийных магм и корово-анатектических серий габбро-диорит-гранодиорит-гранитного состава (ГТГГ-тип), которым во времени предшествуют позднеостроводужные известково-щелочные диорит-гранодиорит-гранитные серии андезитоидной природы. Для всех этих типов серий характерна связь с зоной палеосубдукции, что влияет на их геохимические и металлогенические особенности.

В Магнитогорской островодужной мегазоне в D_3 - C_1 смена геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизийный и трансформный была связана с этапом «мягкой» коллизии. В результате этого Магнитогорская дуга на западе аккретировала к континентальной окраине ВЕП, а на востоке произошло ее сочленение с Восточно-Уральским композитным террейном. Субдукция в результате этих тектонических событий затормозилась, зона субдукции заклинилась, произошел разрыв слэба с подъемом горячего астеносферного диапара в область мантийного клина и нижней коры [2 и др.]. Этот диапир вызвал не только магматизм внутриплитного типа в зонах наиболее сильных сдвиго-раздвиговых (трансформно-рифтогенных) деструкций, но и прогрев, метаморфизм и анатексис вышележащих пород мантийного клина и нижней коры. В связи с этим, наступает качественно новый этап в эволюции магматизма, флюидного режима и рудогенеза новообразованной (поздний девон-карбон) АКО Урала. В раннем карбоне образовалась бимодальная вулканоплутоническая ассоциация, для которой характерны смешанные геохимические характеристики внутриплитных и надсубдукционных образований. К продуктам этой ассоциации относится магнитогорский рудоносный габбро-гранитный интрузивный комплекс, который образовался вслед за бимодальным вулканизмом в пределах крупного Магнитогорско-Богдановского трансформного грабена [3]. Специфической особенностью этого комплекса, наряду с наличием в породах значительных концентраций Ti, Fe, P, Nb, Ta, Zr, Y, Yb и др. информативных элементов, являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах. В апатитах содержание Cl достигает здесь 2-3 мас. % и более. Высокие концентрации Cl в расплавах и флюидах определяют, в условиях окислительного режима магнетитовой феррофации, характерной для магнитогорской серии [4], массовую экстракцию Fe хлороносным рудообразующим флюидом из богатых железом магм такого типа, с формированием крупных скарново-магнетитовых месторождений. По соотношению в апатитах хлора и фтора реставрирована общая последовательность трансформно-рифтогенного габбро-гранитного магматизма. Выделен эволюционный ряд массивов: Карабулакский – Кассельский – Богдановский – Куйбасовский – Магнитогорский, который отражает прогрессивный этап в развитии трансформного «рифтогенеза», с формированием в условиях максимального раскрытия Магнитогорско-Богдановского грабена (центральная его часть) наиболее крупного Магнитогорского рудно-магматического центра.

Синхронно трансформно-рифтогенному габбро-гранитному магматизму (центральная часть Магнитогорской мегазоны) в этот период в шовных зонах, разделяющих мегазоны и коллизийные террейны Южного и Среднего Урала или вблизи них продолжают формироваться крупные батолиты и ареалы корово-анатектических гранитоидов ГТГГ-типа. На северо-западе Магнитогорской мегазоны, в месте ее сочленения с восточным краем ВЕП (зона ГУР,а), в этот период (335-330 млн лет) был сформирован крупный сыростанско-тургоякский ареал гранитоидного магматизма окраинно-континентального типа. На востоке в краевых частях Восточно-Уральской мегазоны продолжал формироваться Челябинский гранитоидный батолит и неплюевский гранитный комплекс.

Вслед за этим, уже на западе Магнитогорской мегазоны, в связи усилением трансформных сдвиго-раздвиговых дислокаций происходит образование субмеридиональной цепочки синклинальных структур – мульд. На раннем этапе в бортах таких мульд формировались конформные вмещающим толщам залежи габброидов, которые выделены в файзуллинский (Уртазымская мульда), басаевский (Худолазовская) и утыкташский (Имангуловская мульда) комплексы. В Худолазовской мульде вслед за басаевским и кизильским дайковым комплексом формируется многофазный худолазовский комплекс. Он представлен интрузивами умереннотитанистых роговообманковых перидотитов (шрисгеймитов) – ранняя фаза, габбродолеритами, габбродиоритами и габбро-пегматитами – поздние фазы. Время формирования худолазовского комплекса (U-Pb бадделеит и циркон) 328-324 млн. лет. Худолазовский комплекс контролирует небольшие по размерам месторождения и рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд (Бакр-Тау и др.), связанных с отдельными груборасслоенными интрузивными телами. Вслед за этим в Худолазовской мульде формируются дайки габбродолеритов, долеритов и спессартитов улугуртауского комплекса. Контактными зонами даек этого комплекса контролируются рудопроявления золото-кварцевого типа, в их числе месторождение Тукал. Изохронный Sm-Nd возраст улугуртауского комплекса 321 млн. лет. Изучение состава апатита, с целью выявления особенностей флюидного режима, характерного для интрузий с медно-никелевым оруденением, показало [6], что для таких интрузий характерны апатиты с высокими содержаниями сульфатной серы (до 0,65 мас. %), изоморфной с фосфором в составе анионного комплекса $(\text{PO}_4)^{3-}$. Одновременно в апатитах наблюдаются и значительные содержания хлора (до 1.50 мас. %). Такой характер соотношения галогенов и серы в апатитах является одним из эффективных индикаторных петрологических признаков специализации позднепалеозойских габбродолеритов Западно-Магнитогорской зоны Ю. Урала на Cu-Ni оруденение.

Практически синхронно этому этапу трансформного мантийного магматизма на Среднем Урале формируется одна из поздних серий крупного Верхисетского мантийно-корового батолита, датируемая возрастом 320 млн. лет. На Южном Урале в среднем карбоне (около 315 млн. лет) теперь уже в краевой части самой ВЕП, до этого остававшейся пассивной континентальной окраиной, в ее Уфимском выступе, был сформирован субмеридиональный пояс небольших по размерам гранитоидных интрузий. Этот пояс протягивается с юга на север – от зоны Уралтау через северо-восточную часть Башкирского мегантиклинория и центральную часть Уфалейского блока и далее на север, пересекая здесь зону Главного Уральского разлома [7]. Гранитоиды этого пояса выделены в уфалейкинский комплекс, который по составу близок мантийно-коровым гранитоидам ГТГГ типа.

На рубеже 304-305 млн. лет окраинно-континентальный мантийно-коровый гранитоидный магматизм в Магнитогорской мегазоне завершился. Здесь на этом рубеже он вновь был прерван этапом коллизионного скольжения блоков новообразованной коры в режиме левосторонней транспрессии, который по данным [1] на Южном Урале существовал со среднего карбона по пермь включительно. В этот период структурные факторы локального растяжения на фоне общего регионального сжатия контролировали размещение малых интрузий и даек рудосносного балбукского сиенит-гранит-порфирирового комплекса C_2 -Р и различного по масштабам и генезису золотого оруденения.

Этот этап предварял на Среднем и Южном Урале завершающую жесткую коллизию (гиперколлизию) литосферных плит, с формированием пермских (290-250 млн. лет) поздних – и постколлизионных гранитоидных плутонов и комплексов, существенно гранитных (джабыкский и мурзинский типы), монцодиорит-гранитных (степнинский и гумбейский типы) и гранит-лейкогранитных (адуйский, мальшевский, кременкульский типы и др.). На этом пермском этапе дискретно нарастала активность фтора, в связи с чем усиливалась специализа-

ция поздних гранитоидных комплексов на редкометальное оруденение (Be, Li, Ta, Nb, Mo, W и др.), особенно в тех мегазонах Урала, которые содержали в своем фундаменте блоки древней допалеозойской континентальной коры.

Пример Магнитогорской мегазоны в карбоне Урала показывает, что магматизм древних трансформных континентальных окраин, также как и современных, характеризуется значительным разнообразием. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с промежуточными (WPB+IAB) геохимическими характеристиками, здесь субсинхронно с ними в шовных структурах мегаблоков формируются крупные ареалы и батолиты мантийно-корового и корового гранитоидного магматизма ГТГГ типа. Для всех этих серий, несмотря на разнообразие в составах и генезисе, как свидетельствуют изотопно-геохимические данные, характерна связь с аномальными мантийными источниками, воздействующими на литосферу. Трансформно-рифтогенные габбро-гранитные серии (магнитогорская и др.) имеют на этом этапе максимально высокие значения ϵNd (+6 и более), а мантийно-коровые и коровые гранитоиды ГТГГ типа также характеризуются существенно более высокими значениями ϵNd (до +4,+5) в сравнении с предшествующими островодужными комплексами с ϵNd (+2,+3). Такие аномальные характеристики, по-видимому, и свидетельствуют о масштабных инъекциях сильно деплетированных мантийных магм астеносферных диапиров в зоны интенсивной трансформно-коллизии деструкции. Для древних трансформных континентальных окраин характерно также разнообразие в оруденении: здесь формируются скарново-магнетитовые, сульфидные медно-никелевые, золоторудные кварц-шеелитовые и др. месторождения, среди которых появляются месторождения и мирового уровня (скарново-магнетитовые, золоторудные). Разнообразие магматизма и рудоносности наряду с другими факторами определяется и существенными особенностями флюидного режима. Для мантийных производных астеносферных диапиров на Урале характерны, как правило, высокие содержания хлора, иногда и серы (худолазовский комплекс). Сера в золотоносных мантийно-коровых и коровых массивах ГТГГ типа, при отсутствии здесь значительных концентраций хлора, также является ведущим элементом – минерализатором и, по-видимому, именно она определяет интенсивную экстракцию и перенос золота рудообразующим флюидом.

Исследования проведены при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Знаменский С.Е.** Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: «Гилем». 2009. 348 с.
2. **Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья. Уфа. 2010. 280 с.
3. **Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р.** Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. № 5. Екатеринбург. 2014. С. 33-56.
4. **Ферштатер Г.Б.** Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука. 1987. 230 с.
5. **Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.** Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45-49.
6. **Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р.** Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение // Минералогия, № 3. Миасс. 2015. С. 45-61
7. **Шардакова Г.Ю., Холоднов В.В.** Возраст и петрогеохимические особенности гранитоидов, приуроченных к границе Урала и Восточно-Европейской платформы, как маркеры этапов геодинамической эволюции // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. XV Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2012. С. 278-281.

ЭКЛОГИТОВЫЙ СЛЕД В ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Цыпукова С.С.¹, Перепелов А.Б.¹, Демонтерова Е.И.², Иванов А.В.², Дриль С.И.¹, Щербаков Ю.Д.¹, Одгэрэл Д.³, Батульзий Д.⁴

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

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: dem@crust.irk.ru

³Институт палеонтологии и геологии АНМ, г. Улан-Батор, e-mail: d_odgerel@yahoo.com

⁴Монгольский университет науки и технологий, г. Улан-Батор, e-mail: ulzii@must.edu.mn

В течение последних 30 млн. лет на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) широко проявлен щелочно-базальтовый магматизм, характеризующийся значительными объемами изверженного материала и формированием рассеянных вулканических ареалов. Согласно современным представлениям, развитие позднекайнозойского вулканизма связывается здесь с процессами активного рифтогенеза и плюмовой геодинамики [4] или пассивного рифтогенеза, обусловленного разнонаправленными движениями литосферных плит с образованием базальтоидных магм в условиях декомпрессионного плавления литосферной мантии [5]. В рамках каждой из гипотез одним из основных вопросов остается установление природы и состава источников магматического вещества, а также степени их участия в процессах магнообразования, что может вносить критические ограничения в любые из разрабатываемых геодинамических моделей. В этой связи, актуальными являются результаты новых геохронологических и геохимических исследований ряда позднекайнозойских вулканических ареалов БРЗ в Прибайкалье и Северной Монголии [3, 5]. Полученные данные указывают на заметную роль в образовании внутриплитных щелочно-базальтовых магм рециклированного вещества погруженной в мантию и преобразованной океанической литосферы. Наиболее отчетливо геохимические признаки участия этого вещества в формировании магм проявляются в составах базальтоидов раннего этапа вулканической активности в регионе со снижением его роли к завершающим этапам, формируя так называемый «эклогитовый след». Вероятно, что приведенные ниже доказательства возможности реализации такого процесса могут быть учтены в существующих и новых геодинамических реконструкциях.

По результатам ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирования проявления базальтоидов раннего позднеолигоценового этапа на юго-западном фланге БРЗ установлены в строении вулканических ареалов Дархатской впадины (26.8±0.2 млн. лет) и Агуйтын-нуруу в Северной Монголии (23.3±0.2 млн. лет) [5]. Они достаточно редки и представлены трахиандезибазальтами и базанитами. В сравнении с ними, щелочно-базальтовый вулканизм более поздних этапов, а именно ранне-среднемиоценового (20.0-11.6 млн. лет, плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу, вулкан Тумусун) и позднемиоцен-раннеплиоценового (6.3-5.1 млн. лет, Дархатская впадина) [3, 5], характеризуется значительными объемами проявлений изверженного материала и представлен широким спектром составов пород, включая трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотефриты.

Наиболее ярко вещественные различия пород щелочно-базальтовых комплексов разновозрастных этапов вулканической активности на юго-западном фланге БРЗ наблюдаются для ареала Дархатской впадины. По времени формирования они разделены между собой интервалом ~ в 20 млн. лет. Трахибазальты инициального позднеолигоценового этапа этого ареала имеют достаточно высокую магнезиальность (Mg# 59-63), ОI-Срх парагенезис минералов-вкрапленников и содержат в виде включений в оливинах сульфидные (пирротин) и карбонатные фазы (Fe-содержащий кальцит). Они обладают примечательными вещественными харак-

теристиками, а именно повышенными содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , Zn, Ga, Sr, Sn, LREE, Nb, Ta и низкими концентрациями в них Al_2O_3 , FeO^* , MnO, CaO, Sc, V, Y, Sb и HREE. Общие геохимические и минералогические признаки и высокие значения таких индикаторных редкоземельных отношений, как Sm/Yb (7.9-8.5), Sr/Y (57-63) и Ga/Sc (2.0-2.4), указывают на то, что в магмообразующем источнике трахиандезибазальтовых магм содержался значительный объем гранатовой фазы. Для объяснения особенностей химизма трахиандезибазальтовых магм необходимо допускать, что составы граната в источнике содержат высокие доли андрадит-гроссуляровой составляющих, что не характерно для перидотитов, но свойственно эклогитам. Пониженные величины Zr/Hf отношений (45.1-46.1), характерные для составов трахиандезибазальтов, помимо высокой доли гранатовой составляющей в магмообразующем субстрате, должны предполагать участие в магмообразовании также и таких минеральных фаз, как рутил, ильменит и титанит. Проведенное микроэлементное моделирование процессов образования позднеолигоценых трахиандезибазальтовых магм дает удовлетворительное решение для условий высоких степеней парциального плавления эклогитизированного MORB (15-30%) (рис.). Породы позднемиоцен-раннеплиоценового завершающего этапа вулканической активности в районе Дархатской впадины, в отличие от пород раннего этапа, обладают всеми геохимическими признаками образования исходных для них магм из гранат-содержащих перидотитов ($\text{Sm}/\text{Yb}=3.5-4.6$, $\text{Sr}/\text{Y}=29-44$, $\text{Ga}/\text{Sc}=1.0-1.4$, $\text{Zr}/\text{Hf}=46.6-48.8$) в условиях низких степеней плавления магмообразующего субстрата (1-5%) (см. рис.).

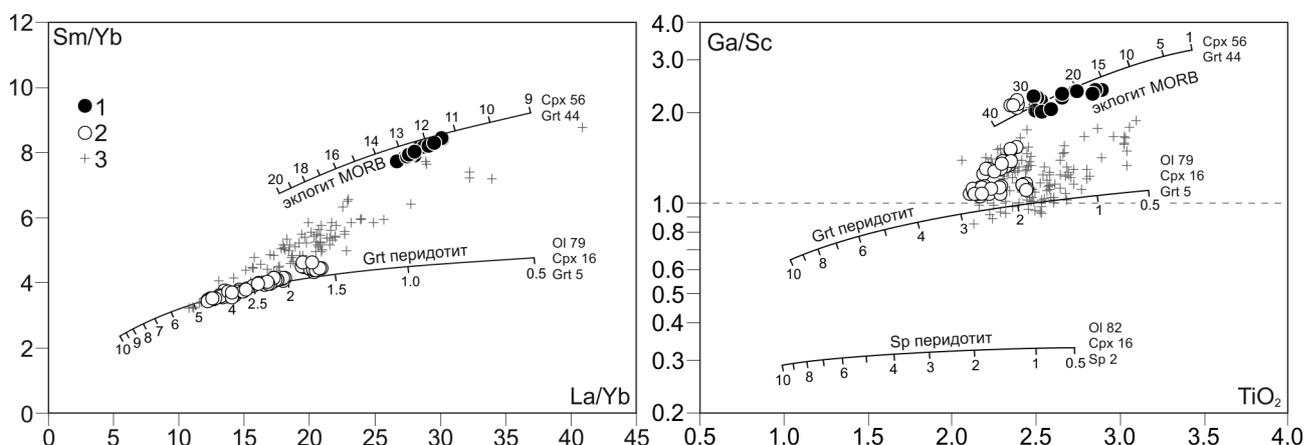


Рис. Результаты микроэлементного моделирования условий формирования щелочно-базальтовых магм юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.

Точки составов базальтоидов: 1 – трахиандезибазальты инициального позднеолигоценого и 2 – трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотефриты позднемиоцен-раннеплиоценового этапов вулканической активности Дархатской впадины, 3 – базаниты позднеолигоценого и трахибазальты, гавайиты и базаниты ранне-среднемиоценового этапов формирования вулканических ареалов юго-западного фланга БРЗ (плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу, вулкан Тумусун). Состав MORB по [7]. Состав перидотита по данным авторов (перцолиты вулкана Тумусун). Коэффициенты распределения «минерал/расплав» La, Sm, Yb, Ti, Sc и Ga по литературным данным. Содержания микроэлементов в ppm, TiO_2 в мас. %.

Временной диапазон формирования базальтоидов других исследованных вулканических ареалов на юго-западном фланге БРЗ (вулкан Тумусун, плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу) частично восполняет интервал между ранним и поздним этапами вулканической активности Дархатской впадины. Анализ их составов показывает, что от раннего к позднему миоцену происходит последовательное снижение в магмообразовании роли эклогитового компонента и увеличение роли перидотитового вещества. Исключением являются редкие проявления в этих ареалах базанитов, которые имеют микроэлементные вещественные характеристики близкие к породам позднеолигоценого этапа (в частности, высокие концентрации Sr, LREE и низкие

HREE, Y, Sc). Эти наблюдения могут указывать на то, что эцлогитовый компонент или его производные (гранатовые пироксениты) частично сохраняются в мантии до самых поздних этапов кайнозойской вулканической активности и отражаются в составах производных магм на заключительных этапах развития ареалов при заглублинии уровней магмообразования и снижении степеней плавления.

Полученные модельные возраста протолита, как источника позднеолигоценовых трахинадезибазальтовых магм Дархатской впадины, отвечают среднему неопротерозою (720-710 млн. лет, T_{DM2}). Это согласуется с возможным нахождением в мантии юго-западного фланга БРЗ эцлогитового компонента в связи с широким развитием здесь в неопротерозое и раннем палеозое (800-500 млн. лет) процессов субдукции океанической литосферы [6]. Процессы погружения в переходную зону верхней мантии и высокобарического преобразования субдуцированной литосферы, а затем подъем из этой области в астеносферную верхнюю мантию новообразованных флюидов и расплавов приводят на ранних этапах вулканического развития территории в позднем кайнозое к формированию магм с отчетливыми вещественными признаками эцлогитового источника и к фертилизации перидотитовой мантии. На более поздних этапах, в связи со снижением объемов поступающего вещества, производного эцлогитизированной океанической литосферы, происходит уменьшение его участия в магмообразовании с формированием «эцлогитового» следа.

Следует отметить, что роль вещества субдуцированной океанической литосферы в развитии внутриплитного вулканизма Байкальской рифтовой зоны обсуждался в литературе и ранее [1, 2], но вещественные признаки участия этого компонента в щелочно-базальтовом магмообразовании не были показаны. Представленные доказательства участия вещества эцлогитизированной океанической литосферы в магмообразовании под юго-западным флангом БРЗ позволяют предполагать, что на ранних этапах вулканической активности от переходной зоны верхней мантии мог происходить подъем вещества, имеющего эцлогитовую природу, что отвечает моделям плюмовой геодинамики. С другой стороны, собственно его подъем и последующее магмообразование могли быть вызваны процессами сдвиговой тектоники, растяжения и утонения литосферы в результате глобальных плито-тектонических движений в соответствии с моделями пассивного рифтогенеза и декомпрессионного плавления.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 15-05-05130-а и 16-55-44030-Монг_а, и Президента РФ по поддержке ведущих научных школ, грант № НШ-9638.2016.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванов А.В.** Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири). Автореферат дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск. 2011. 30 с.
2. **Коваленко И.В., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.** Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1204-1221.
3. **Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю.** Происхождение и эволюция неогеновых щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 244-275.
4. **Ярмолюк 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.
5. **Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.** Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. 2015. V. 148. P. 18-43.
6. **Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W.** The Shishkhd ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precambrian Research. 2005. V. 138. P. 125-150.
7. **Jenner F.E., O'Neill H.St.C.** Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. V. 13. N 1. Q02005. DOI:10.1029/2011GC004009.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В РИФТОГЕННЫХ ВПАДИНАХ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ НОВЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Чащин А.А., Попов В.К.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г. Владивосток,
achashchin@mail.ru*

В палеогеновый период на континентальной окраине Япономорского бассейна в результате активизации тектонических процессов растяжения сформировались синдвиговые бассейны типа пулл-апарт, выделенные на территории Приморья и Приамурья в Хасано-Амурский ареал рифтогенных впадин [1], который протягивается от Краскинской и Пойменной впадин (юго-западное Приморье) до Бухтынской и Масловской в приустьевой части Амура. Геологическое развитие этих впадин сопровождалось многократными синхронными процессами вулканизма, осадко- и угленакопления. Последовательность извержений основных и кислых магм в синдвиговых бассейнах Восточного Сихотэ-Алиня определялось геодинамическим режимом и длительностью их развития. Начальная стадия рифтогенного вулканизма Хасано-Амурского ареала датируется ранним-средним эоценом (43,2-47,3 млн. лет назад) [1].

Наиболее масштабно эоценовый вулканизм проявился в пределах рифтогенных впадин на территории северного (Белогорская, Бухтынская, Масловская), центрального (Кедровская, Светловоднинская, Максимовская и др.) и южного (Зеркальненская, Крестовская, Ванчинская) звеньев Восточного Сихотэ-Алиня. В перечисленных структурах происходило формирование бимодальных (базальт-риолитовых) и (или) непрерывных (базальт-андезитовых) вулканических серий. Для бимодального (контрастного) вулканизма характерно практически одновременное извержение базальтов и риолитов, причем довольно часто в сопоставимых объемах. Несмотря на детальное геолого-петрологическое изучение эоцен-олигоценного вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня, проведенное в 80-ые годы прошлого столетия [2,3], петротипические разрезы выделенных вулканических комплексов в пределах типовых структур до сих пор не обоснованы изотопными геохронологическими и геохимическими данными.

Целью настоящего сообщения является обсуждение результатов геохронологических и геохимических исследований пород базальт-андезит-дацитовой (кузнецовский комплекс) и дацит-риолитовой (кедровский комплекс) серий, полученных в последние годы при изотопно-геохимическом изучении вулканизма Пейской, Кедровской, Светловоднинской, Максимовской и Гранатовой рифтогенных впадин Восточного Сихотэ-Алиня.

Результаты геохронологических исследований.

Результаты К-Аг датирования вулканических пород кузнецовского комплекса свидетельствуют о различной последовательности извержений пород базальт-андезит-дацитовой серии в синдвиговых бассейнах, сформированных в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской сдвиговой зоны [4]. Для линейных (грабенообразных) впадин (Светловоднинская, Максимовская, Гранатовая) характерна гомодромная последовательность базальтового вулканизма (геологические и геохронологические данные). В близкруговых по [6] депрессиях, или грабенкальдерах по [2], сформировавшихся в зонах сопряжения S-образных присдвиговых впадин (Кедровская, Пейская) часто наблюдается антидромная последовательность основного и кислого вулканизма. При этом в геологических разрезах андезиты и андезитобазальты кузнецовского комплекса чередуются с лавами и туфами риолитового состава кедровского комплекса [3]. Это хорошо выражено в наиболее изученном типовом разрезе эффузивных пород кузнецовского комплекса в Кедровской кальдере (устье руч. Кедрового). В основании изучен-

ного разреза залегают потоки андезитов, которые по разрезу (снизу вверх) датируются 53,4 и 45,1 млн. лет. На юго-западных флангах Кедровской структуры андезиты, слагающие постройку Соболевского палеовулкана, сформировались 48,2 млн. лет назад. Возраст базальтов, завершающих строение разреза лавовой толщи, составляет 42,5 млн. лет. При этом возраст трахидацитов, завершающих кислый (риолит-трахидацитовый) вулканизм Кедровской кальдеры [3], составляет 43,2 млн. лет.

В пределах линейной Светловодненской впадины возраст андезитов кузнецовского комплекса (бассейн р. Пещерка), залегающих на покровных базальтовых лавах охарактеризован двумя образцами и последовательно составляет 49,5 и 47,5 млн. лет. Базальты, выполняющие Гранатовую впадину, извергались на границе лютетия и бартона (40,6 млн. лет назад). Наиболее молодыми оказались андезиты (37,4 млн. лет) и прорывающие их риолиты (32,1 млн. лет) в Пейской грабен-кальдере, расположенной в приустьевой части рек Пея и Пленница (Канц).

Результаты петрогеохимических исследований.

Как показали результаты детального геологического и минералого-петрологического изучения палеоген-неогенового вулканизма рифтогенных впадин Восточного Сихотэ-Алиня [3], эффузивные породы кузнецовского комплекса в пределах рассматриваемых структур впадин имеют близкие петрогеохимические характеристики, единую эволюционную последовательность развития базальт-андезит-дацитов серии (с учетом антидромной последовательности извержений). Было установлено, что процессы эволюции базальтовых расплавов сопровождались возрастанием (в отличие от олигоцен-миоценовой базальт-андезитовой серии кизинского комплекса) концентраций стронция в андезитодацитах и дацитах, завершающих формирование кузнецовской серии.

По содержанию щелочей проанализированные образцы кузнецовского комплекса относятся к породам нормального и субщелочного ряда, располагаясь на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ в полях базальтов, андезибазальтов, андезитов и андезитодацитов. По концентрации в породах K_2O лавы основного состава относятся преимущественно к умеренно, реже высококалиевой известково-щелочной серии. Все они принадлежат к высокоглиноземистым разностям ($a_1=1.2-1.6$) калиево-натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.68-3.83$). В целом, базальтоиды характеризуются повышенными содержаниями оксида алюминия (16.6-19.9 мас. %), а также высокими нормализованными концентрациями Sr, Ba и низкими – Nb, Ta, и в какой-то мере Th, U, что сближает их с типичными надсубдукционными образованиями. От последних их отличает высокие содержания TiO_2 (1-1.56 мас. %) и достаточно высокие концентрации Ni (от 20 до 237 г/т) и Cr (от 39 до 398 г/т). На классификационных диаграммах Th-Hf/3-Ta и Th-Hf/3-Nb/16 составы изученных базальтов формируют тренд, который постепенно смещается из поля базальтов островных дуг в поля внутриплитных лав. Помимо этого для них характерны высокие значения Ni/Co (1.2-5.1), Ti/V (31-55), а также повышенные Nb/La (0.34-1), Zr/Y (6-11) и низкие Ba/La (13-28). Таким образом, основные эффузивы кузнецовского комплекса сочетают в себе геохимические признаки как надсубдукционных базальтов, так и базальтов внутриплитного генезиса, что является типичным для вулканических пород трансформных континентальных окраин [1].

Более кислые породы кузнецовского комплекса – андезиты и андезитодациты по содержанию K_2O соответствуют преимущественно умереннокалиевой, реже высококалиевой известково-щелочной серии. Чаще всего они относятся к высокоглиноземистому типу ($a_1=1.6-1.9$) и характеризуются повышенной железистостью ($f=0.62-0.72$), за исключением экструзивных андезитодацитов ($f=0.46-0.50$). Нормативный состав вулканических пород андезитов кузнецовского комплекса указывает на появление нормативного корунда уже в андезитах [3]. Отметим что корундовые нормы характерны для эффузивов, содержащих ксеногенные зерна кварца и плагиоклаза. Дальнейшее детальное геохимическое исследование средних пород кузнецовского комплекса позволило выделить среди них две группы андезитов: известково-щелочные и адакитоподобные.

К известково-щелочным андезитам относится большинство лав и экструзивных тел кузнецовского комплекса закартированных в пределах Кедровской, Светловоднинской, Пейской

и ряде других впадин Восточного Сихотэ-Алиня. Возраст андезитов этой группы, установленный К-Аг методом, соответствует *раннему эоцену* (53,4-48,2 млн. лет). Они характеризуются пониженными содержаниями SiO_2 (59-60 мас. %) и умеренными концентрациями MgO (3.53-3.14 мас. %) при коэффициенте магнезиальности $\text{Mg} \# = (0.41-0.68)$. Содержания Na_2O в них колеблется от 3.21 до 4.04 мас.%, что близко или немного ниже допустимых значений (3.5-7.5 мас. %) для производных адакитовых магм. Следует отметить, что в отдельных образцах наблюдаются высокие величины отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} (>1)$ обусловленные повышенными концентрациями K_2O в породах. Наряду с этим андезитам свойственны высокие содержания Al_2O_3 (16.03-17.86 мас. %), сидерофильных элементов ($\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{Mn} + \text{TiO}_2 \geq 7$), Ni (65-31 г/т), Cr (47-11 г/т) и аномально высокие концентрации Sr (537-891 г/т), что отвечает классификационным требованиям, предъявляемым к адакитам. Тем не менее, на диаграммах $\text{Sr}/\text{Y} - \text{Y}$, $(\text{La}/\text{Yb})_n - (\text{Yb})_n$ используемых для разделения адакитов и производных известково-щелочных магм [5], составы андезитов первой группы расположены преимущественно вне поля адакитов, хотя отдельные пробы попадают в область неопределенности, где сопряжены поля адакитов и известково-щелочных лав (рис.). Для андезитов характерны высокие концентрации Y (18-26 г/т) и Yb (1.82-2.05 г/т) и относительно умеренная степень фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.03-9.16$. На спайдер-диаграммах спектры распределения некогерентных элементов для андезитов первой группы демонстрируют наличие минимумов Th, U, Nb, Ta, а также небольшие максимумы по K и Sr, что сближает их с породами надсубдукционного геохимического типа.

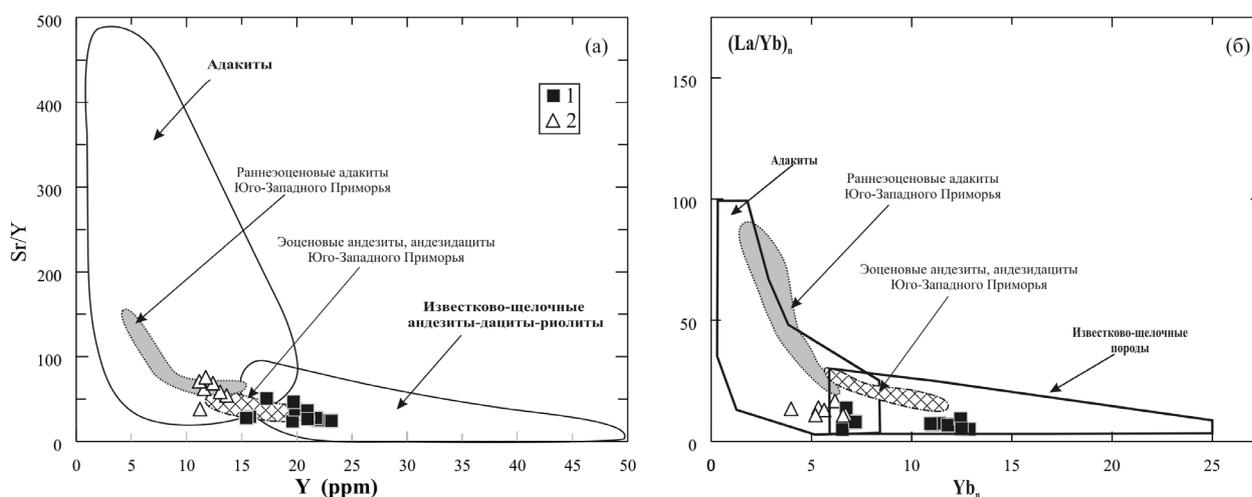


Рис. Положение составов андезитов и андезитодацитов кузнецовского комплекса на диаграммах $\text{Sr}/\text{Y} - \text{Y}$ (а) по [5], $(\text{La}/\text{Yb})_n - (\text{Yb})_n$ (б) по [5].

1 – известково-щелочные андезиты, 2 – адакитоподобные андезиты.

Адакитоподобные андезиты встречаются достаточно редко. Они обнаружены в постройке палеовулкана Соболевского, среди эффузивных пород Кедровской и Буреминской кальдер и Светловодненской впадины, где они слагают лавовые потоки, дайки, экструзивные тела и связанные с ними пирокластические покровы (туфы). Полученные К-Аг датировки для изученных адакитоподобных андезитов (49,5-45,1 млн. лет) указывают на синхронность (в пределах погрешности) их извержений с известково-щелочными андезитами. По своему химизму они весьма близки к андезитам первой группы, отличаясь от них лишь несколько повышенными содержаниями SiO_2 (до 63 мас.%), оксида натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 3.97-4.21$ мас.%; при значениях $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.31-0.48$) и пониженным – MgO ($\text{Mg} \# = 0.41-0.55$). Кроме того, андезиты обеих групп

близки между собой и по уровню содержаний большинства микроэлементов, а также конфигурации спектров распределения HFSE и LREE.

Основное отличие описываемых андезитов от аналогичных пород первой группы состоит в более низком содержании Sc, Ni, V, Nb, Ta, а также HREE. Помимо этого, им присущи несколько повышенные значения Sr/Y (54-76) и более высокая степень фракционирования REE ((La/Yb)_n = 11-13). На классификационных диаграммах (La/Yb)_n – (Yb)_n и Sr/Y-Y фигуративные точки рассматриваемых пород располагаются в поле адакитов. Согласно классификации, предложенной [7], андезиты второй группы по ряду вещественных параметров (а именно: SiO₂ = 59-63 мас. %; MgO = 1.35-3.18 мас. %; CaO+Na₂O = 8-10 мас. %; TiO₂ < 0.9 мас. %; Sr = 415-880 г/т) могут быть отнесены к высококремнистым адакитам (HAS). Следует добавить, что по уровню содержания и характеру спектров распределения REE андезиты второй группы во многом сходны с адакитами HAS-типа.

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что наблюдаемые геохимические отличия между андезитами обеих групп, возможно, обусловлены особенностями дифференциации базальтовых расплавов в магматических очагах в различных вулканоструктурах, либо появление адакитов фиксирует самостоятельную фазу мантийного или нижнекорового магматизма. Последнее предположение не подтверждается геологическими данными. Полевые исследования показали, что адакитоподобные андезиты, слагают экструзивные тела и пирокластические покровы в кальдерах обрушения стратовулканов, а также лавовые потоки, чередующиеся с лавами известково-щелочных андезитов и базальтов. Отмеченная ранее [3] тенденция повышения магнезиальности и накопления стронция при дифференциации базальтовых магм кузнецовского комплекса, обусловлена фракционированием магнетита, и, возможно амфибола. Последнее подтверждается находками многочисленных, шлиров обогащенных амфиболов в пирокластических породах, образующихся до- и вовремя внедрения экструзивных куполов.

Таким образом, полученные нами новые данные показывают, что формирование эоценовой бимодальной (контрастной) ассоциации центрального звена Восточного Сихотэ-Алиня происходило в относительно короткий промежуток времени. Для грабенообразных, как правило, угленосных, присдвиговых рифтогенных впадинах (грабенах) характерно гомодромная эволюция базальтов и незначительное проявление риолитов. В полигенных кольцевых грабен-кальдерах, образующихся в зонах сопряжения S-образных присдвиговых впадин наблюдается антидромная последовательность извержений и широкое развитие кислого вулканизма. Тесная пространственно-временная сопряженность извержений в вулканоструктурах известково-щелочных лав и адакитоподобных андезитов, а также их близость по ряду петрогеохимических и минералогических признаков свидетельствует о генетической близости этих пород. Присутствие же адакитового компонента (Sr/Y > 40, Y < 15 г/т, SiO₂ > 60 мас. %) в составе андезитов изученных вулканических построек, на данном этапе изучения мы связываем с процессами флюидно-магматической дифференциации, возможным фракционированием магнетита и амфибола и обогащением конечных дифференциатов базальтовых магм плагиоклазом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО № 15-I-2-042.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн.1. 572 с.
2. **Мартынов Ю.А.** Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВО РАН СССР. 1983. 140 с.
3. **Попов В.К.** Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО РАН СССР. 1986. 152 с.
4. **Уткин В.П.** Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе Восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 21-43.

5. 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.

6. Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K. Development of pull-apart basins // Journal of Geology. 1982. Vol. 91. P. 529-554.

7. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.

ГРАНИТОИДЫ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (СРЕДНИЙ-ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТА, СУБСТРАТА И ГЕОДИНАМИКИ

Шардакова Г.Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: shardakova@igg.uran.ru

В пределах Уральского подвижного пояса, как известно, проявлены и зафиксированы все геодинамические режимы, начиная с континентального рифтинга вплоть до коллизии и последующих процессов скольжения плит; возможно, цикл повторялся не один раз. При этом структура, являющаяся сейчас Уральским орогеном, активно взаимодействовала с соседними более стабильными областями, образуясь (раскол края Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и преобразуясь (коллизия трёх плит) за счет них, а впоследствии – влияя на ближайшее окружение. В результате в зоне сочленения Урала с ВЕП сформировался коллаж террейнов, в строении которых отразились разные этапы сложной геологической истории. Одной из таких граничных структур является Уфалейский блок (УБ), тщательно изучаемый длительное время [1-7 и др.], тем не менее, в списке спорных вопросов остаются пункты, указанные в заголовке данной статьи.

Самые упрощенные представления о составе и строении УБ таковы: это небольшой фрагмент края ВЕП, отколовшийся от нее и причлененный впоследствии к Уралу (с запада). В блоке представлены древние комплексы фундамента платформы, в разной степени выведенные на поверхность; активно проявлены тектоно-магматические процессы с широким интервале возрастов и составов. Большая часть площади сложена амфиболитами и гнейсами; в субстрате для разных частей УБ доля осадочного и магматического материала варьирует. Восточная часть, приближенная к зоне Главного Уральского разлома (ГУР), фиксирует следы высокотемпературных процессов. Допускается присутствие в пределах УБ реликтов древних мантийных образований (см. ниже). Широко развиты разновозрастные гранитоиды, датировки и геохимия которых часто являются ключевыми для геодинамических построений.

Для краткости изложения сводные данные приведены в виде таблицы. Отметим, что докембрийский возраст гранито-гнейсов (и сопряженных с ними амфиболитов) (столбец 3) до сих пор считается спорным, т.к. после работы [6] не удалось получить в этих породах древних цифр, даже по цирконам [5]. Поэтому первым надежным подтверждением присутствия докембрийской субстанции в составе УБ служит полученный недавно возраст клинопироксенитов Шигирских сопков (Ю-3 УБ); где «древние датировки практически повторяют возрастные рубежи навышских вулканитов, отражая структурно-тектоническую связь шигирских клинопироксенитов с рифтогенным магматизмом нижнего рифея на Южном Урале. В совокупности с данными о докембрийском возрасте израндитов и клинопироксенитов александровского комплекса (и их геохимией) они указывают на аномальный, обогащенный кальцием, характер протоуральской мантии» [4].

По минералогии и петрогеохимическим особенностям **гранито-гнейсы (в составе егустинской и слюдяногорской свит)** очень близки к древним континентально-рифтогенным

образованиям Башкирского мегантиклинория (БМА): риолитам машакской свиты и коагматичным им гранитам Губенского массива (возраст 1380-1350 млн. лет). Так что принадлежность их к этапу раннего внутриплитного магматизма не вызывает сомнений.

Следующий импульс фиксируется внедрением пород **козлингорского комплекса** (ряд от субщелочного габбро и сиенита до щелочного гранита, см. работу автора в данном сборнике). Возраст (457-455 млн. лет), петрогеохимия и рудная специализация указывают на сходство данного комплекса с известными щелочными (до карбонатитовых) комплексов Урала; предполагается участие в субстрате вещества обогащенной мантии и, возможно, плюмового компонента (см. ссылки в работе автора); не отрицается существование в это время здесь островной дуги.

Таблица. Некоторые геологические, петрогеохимические и изотопно-возрастные параметры гранитоидов Уфалейского блока

Объект параметр	Козлингорский комплекс	Егустинская и слюдяногорская свиты	Чусовской комплекс	Битимский комплекс (Никольский массив)	Уфалейкинский комплекс (Н.Уфалейский массив)	Суховязовский массив	Кизильский комплекс
1	2	3	4	5	6	7	8
Позиция В УБ	Западная граница УБ и БМА	Центр и запад	Дайки на севере, центре, востоке	Восток	Северо-запад, дайки на востоке	Западная граница УБ и ГУР	Дайки в центре, на востоке
Породы	щелочные граниты	гранито-гнейсы	плагио-гранито-гнейсы	гранито-гнейсы	граниты	граниты	граниты
Возраст, млн. лет	457, 455	900-1100 [6]	881*, венд [1]	579, 533	316, 317	316 [7]	267
Метод	Ar-Ar, U-Pb	U-Pb	K-Ar	Ar-Ar, Rb-Sr	Rb-Sr, Sm-Nd	U-Pb	Rb-Sr
Изотопные параметры	–	–	–	$I_{Sr}=0.703389$	$I_{Sr}=0.70428$ $eNd=+4$	–	$I_{Sr}=0.70553$
$P_{общ.}, \text{кбар}$	4-5	5-6	5-6	4-5	9-10	5,5	2-3
S PЗЭ	200-300	100-300	18-40	150-200	40-100	50-110	50-80
La /Yb	15-20	6-9	5-23	4-5	10-30	12-18	10-40
Аномалии (кMORB)	(+)Nb, Ti, Zr сл.(+)Ba, Sr	(+) Nb (-)Ti, Sr, Ba	–	сл. (-) Ti, Sr, Zr (+) Th сл.(+) Ba, Sr	(-)Nb, Ti (+) Sr	(-)Nb, Ti (+) Sr	(-)Ti, Sr (+) Nb, Zr, Th, U
Eu/Eu*	нет	0,2-0,5	0,8-1,3	0,1-0,6	1-1,3	0,9-1,2	0,4-0,7
Др. особенности	Продуктивны на Nb, Zr	Высокие содержания Fe, Ti	Мигматизированы	Высокие содержания Fe, Ti	Содержат ксенолиты гнейсов (столбцы 3-5)	Содержат цирконы 1380 млн. лет	Секут всё
Возраст метаморфизма	413, 255, 313	511 [5], 316-293 [2]	600-500, 320	320, 270	–	–	–
Геодинамический режим	Остр. дуга/плюм?	Внутриплитный рифтогенез	Рифтогенез	Рифтогенез/орогенез	Орогенез	Орогенез	Коллизия

Примечание. Если данные не авторские, приводятся ссылки на работы. *Цифра взята из геологических фондов (1992). Прочерк – нет информации; сл. – слабая аномалия.

В верхнем рифее (?) этап гранитообразования проявился в формировании гранитных мигматитов **чусовского комплекса** (по [1]). На процессы частичного плавления протовещества типа описанных выше гранитов и гнейсов могут указывать как форма и положение гранитных тел, так и поведение в них элементов-примесей. Это чисто анатектические образования, движения и энергетика процесса, вероятно, обеспечивались очередным импульсом продолжающегося рифтогенеза.

Породы **битимского комплекса** (579-533 млн. лет) по геохимическим особенностям занимают несколько размытую позицию. Например, для них характерно довольно высокое содержание Fe и Ti, суммы R3Э 77-200, La/Yb 4-10, глубокая негативная аномалия Eu и т.п. (см. табл.). Практически такие же характеристики имеют некоторые венд-кембрийские орогенные граниты Приполярного Урала, а также и отдельные рифтогенные вендские и даже средне-рифейские гранитоиды БМА. Геохимические особенности в таких случаях, по-видимому, отражают не геодинамический процесс, а сходное соотношение компонентов при выплавлении.

Нами также было установлено, что в УБ присутствуют гранитоиды карбонового (**уфалейкинский комплекс**, 317 млн. лет) и пермского (**кизильский**, 267 млн. лет) возраста, по петрогеохимическим чертам аналогичные, соответственно, раннеорогенным и коллизионным сериями Уральского орогена. Показательно, что **Суховязовский массив**, восточный край которого расположен в зоне ГУР (то есть возраст указывает на время запечатывания последнего), имеет датировку 316 млн. лет. Внедрение гранитов в среднем карбоне фиксирует время закрытия Уральского палеоокеана, указывает на причленение УБ к Уралу и позволяет заключить, что этот край ВЕП начал вовлекаться в коллизионные процессы, имеющие место в интервале 280-240 млн. лет.

Изотопные данные о составе субстрата для выплавления гранитов УБ ограничены (см. табл.). Тем не менее, видно, что наиболее низкое отношение $I_{Sr} = 0.703389$ присуще самым древним из выборки породам (битимский к-с), геодинамическая природа которых, как было показано выше, не вполне обоснована. Один из вариантов – активизация в венде-кембрии движений по ранее существующим рифтовым трещинам, вероятно, достаточно глубоким и достигающим нижележащих мантийных образований, которые и явились частью субстрата. Далее следуют карбоновые граниты уфалейкинского комплекса, параметры которых ($I_{Sr} = 0.70428$, $eNd=+4$) также указывают на присутствие в субстрате деплетированного мантийного вещества, как и в случае с типичными «надсубдукционными» гранитами зоны ГУР и более восточными объектами (петротип – граниты Верхисетского массива). В породах коллизионного кизильского комплекса существенная роль ($I_{Sr} = 0.70553$) принадлежит уже коровой составляющей. Так что вещественная эволюция субстрата во времени явно имеет место.

Сравнение данных по возрасту гранитоидов из разных структур, расположенных в зоне аккреции на границе Урала с ВЕП показывает, что максимальное количество магматических импульсов зафиксировано в УБ и соседнем с ним БМА, указывая на активное вовлечение средней-южной частей ВЕП во все тектоно-термальные события, начиная с рифейского внутриплитного рифтогенеза и заканчивая палеозойским орогенезом, максимально проявленным при формировании собственно Уральского коллизионного орогена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилова С.П., Градовский И.Ф., Караулов В.Б и др. Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклинария // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 11-21.
2. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.:Наука. 1977. 295 с.
3. Коротеев В.А., Огородников В.Н., Ронкин Ю.Л., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Полигенность и полихронность пегматитов гнейсово-амфиболитовых комплексов как результат прерывисто-непрерывного развития шовных зон // ДАН. 2009. Т. 429. № 4. С. 513-518.

4. Краснобаев А. А., Пушкарев Е. В., Бушарина С. В., Готтман И. А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
5. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Ежегодник-2009. Екатеринбург. 2010. С. 273-279.
6. Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: КНЦ РАН. 2000. С. 201-203.
7. Hetzel R., Romer R.L. U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies, overprint of the East European continental margine // Geol. Mag., 1999. V. 136. № 5. P. 593-597.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ U-Pb ВОЗРАСТЕ УМЕРЕННОЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОЗЛИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)

Шардакова Г.Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: shardakova@igg.uran.ru

Умереннощелочные, щелочные и щелочно-карбонатитовые комплексы, продуктивные на редкие металлы, на Урале сосредоточены преимущественно в пределах восточного склона, но иногда встречаются и к западу от зоны Главного Уральского разлома. В последнем случае они изучены довольно слабо, нет современных данных об их изотопно-геохимических особенностях, не ясна геодинамическая обстановка внедрения и субстрат. В ряде случаев в состав таких комплексов входят породы разной основности, и конечными членами сложного эволюционного ряда могут являться нефелин-насыщенные породы (миаскиты) и/или карбонатиты, но они могут и отсутствовать.

Породы козлингорского комплекса приурочены к аккреционной зоне на границе Урала и Восточно-Европейской платформы. Они образуют серию малых тел в пределах Западно-Уральской мегазоны, на границе Уфалейского блока с С-В частью Башкирского мегантиклинория и (частично) Тараташского блока. Вмещающими комплекса являются метаморфические породы докембрийского возраста (слюдяногорская (PR₁) и таганайская (RF₂) свиты). Комплекс представлен умереннощелочными габбро, субщелочными и щелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами.

Ранее К.К. Золоевым и др. [3] и А.И. Белковским, И.Н. Локтиной [1] была описана ассоциация гранитов с нефелиновыми сиенитами, но их генетическая принадлежность к данному комплексу является спорной. В результате геологосъемочных работ (2006-2009) в состав козлингорского комплекса нами включены образования, описанные в работе [Золоев и др., 2004] как породы Козловгорского (старое название), Сергачинского и Тахтинского участков. В ряде публикаций по ним [1-3 и геол. фондах] приводится возраст (К-Ar, по роговой обманке) от 278-290 млн. лет, 396-354 млн. лет и до 440 млн. лет (Тахтинский участок).

На изучаемой площади (Кыштымский лист) расположена восточная часть комплекса, представленная следующим набором пород. *Габброиды* образуют согласные с вмещающими породами тела до 100 м в поперечнике и до первых сотен метров по простиранию, площадь тел – до 0,5 км². Породы имеют субвулканический облик, реликтовую офитовую структуру; состоят из основного плагиоклаза (часто альбитизирован), роговой обманки (арфведсонит), по которой развит актинолит, и биотита; акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Сиениты образуют дайки мощностью до 100 м при протяженности до 2-3 км. Это среднекрупнозернистые гнейсовидные породы, участками катаклазированы. Состоят из олигоклаза и альбит-олигоклаза, микроклина, граната (Mn-гроссуляр-альмандин), амфибола (малотита-

нистый феррогастингсит), магнетита; аксессуарии – циркон, ортит, сфен, эпидот, флюорит, апатит, ильменит и пирит.

Щелочные (и нефелиновые) сиениты – массивные порфирированные породы, иногда в переменных количествах содержащие идиоморфный нефелин, который замещается канкринитом, содалитом, анальцимом. Породы часто микроклинизированы, альбитизированы, серицитизированы. В них отмечаются циркон, циртолит, плюмбопироксид, рутил, сфен, магнетит, в ряде тел – колумбит, торит, Цветные минералы в обеих разновидностях сиенитов – высокожелезистый эгирин-салит, гастингсит, лепидомелан. Экзоконтактовая фаация щелочных сиенитов представлена гранат-антофиллитовыми породами, существенно обогащенными магнетитом.

Граниты и граносиениты (различаются по содержанию кварца и микроклина) – это лейкократовые, от мелко – до крупнозернистых, породы с массивной, иногда – гнейсовидной текстурой. Встречаются порфирированные разности (фенокристы представлены калишпатом), в них базис состоит из кварца, калишпата, альбит-олигоклаза, небольшого количества биотита и мусковита. По плагиоклазу развиваются серицит или вторичный микроклин; встречаются пертиты.

В щелочных гранитах калишпат преобладает над плагиоклазом, цветные минералы представлены эгирином, рибекитом, иногда – астрофиллитом; аксессуарные – метамиктный циркон, ортит, сфен, рутил, апатит, гематит, ильменит, магнетит, пирит, изредка – флюорит и турмалин.

На площади распространения комплекса выделен геохимический ореол Nb, Sn, Pb, Cu, Bi, Mo, **подтверждена потенциальная продуктивность на редкие металлы. Zr-Nb минерализация** здесь была открыта Аргаяшским отрядом ЧГРЭ в 1969 г. и в ходе работ подробно изучена А.И. Белковским. Повышения концентраций Nb, Ta, Zr, Th и скопления фиксируются в приконтактовых фенитах.

По химическому составу габбро, сиенитоиды и большая часть гранитов козлиногорского комплекса относятся к подотряду умереннощелочных пород; имеют калинатровый тип щелочности при преобладании Na_2O над K_2O ; к щелочным следует отнести сиениты и граниты, в которых встречаются щелочные фемические минералы (см. выше). Нами было показано [7], что в распределении элементов-примесей в козлиногорских габбро и гранитах наблюдается определенное сходство как с аналогичными по основности породами известных ордовикских щелочных комплексов восточного склона Урала (Ильмено-Вишневогорский комплекс и др.), так с древними гранитоидами и базитами западной границы Урала с ВЕП (М-е Сибирка, граниты Бердяуша – средний рифей).

Ar-Ar возраст габбро козлиногорского комплекса (по биотиту) составил $457, 8 \pm 5,8$ млн. лет [7]; на основании этой датировки комплекс в новой редакции карты нанесен как позднеордовикский. Затем совместно с В.И. Петровым (Челябинскгеосъемка) из умереннощелочного гранита были выделены цирконы. Определения U-Pb возраста проведены в Изотопном центре ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург на SHRIMP-II А.Н. Ларионовым. Результаты приведены в таблице 1. В возрастной интервал 470-430 млн. лет попадает большая часть замеров; есть отдельные более древние цифры (490) и явно омоложенные возраста кайм. U/Th отношения и диаграмма «содержание U – возраст» показывают, что имеется несколько кластеров, в которые ложатся молодые каймы (294, 313, 337 млн лет); «главное облако» близких по возрасту точек (490-430) и 3) несколько зерен с промежуточными характеристиками (периферии зерен). На конкордию точки основной группы ложатся очень кучно, средняя величина возраста составляет $455 \pm 5,5$ млн. лет. Таким образом, возраст гранитов практически совпадает с возрастом габбро (см. выше), что указывает на относительно короткое время внедрения пород козлиногорского комплекса.

Эта первая датировка, полученная для субщелочных потенциально продуктивных на редкие металлы пород на западном склоне Урала. Помимо старых определений возраста

440 млн. лет для пород Тахтинского участка (см. выше), существуют близкие цифры для пород нязепетровского участка, расположенного существенно севернее (по данным [1-3]).

Эти возрастные данные дополняют представления о том, что гранитоиды (и родственные им породы) повышенной щелочности, продуктивные на редкометалльное оруденение, формировались в течение ордовика-начала силура не только на восточном склоне Урала (в пределах Ильмено-Вишневогорской зоны (ИВЗ), но и к западу от зоны Главного Уральского разлома. Вопросы установления геодинамического режима и механизма формирования пока решены не полностью. По-видимому, близкое время становления и сходство петрогеохимических признаков субщелочных и/или щелочных пород (см. выше), с которыми ассоциированы редкие металлы, на западном и восточном склонах Урала, может отражать близкий состав родоначальных магм. По козлиногорскому комплексу изотопных данных пока не имеется; но, например, по ИВЗ И.Л. Недосековой было показано, что значительную роль в субстрате для формирования щелочных пород (вплоть до карбонатитов) играл мантийный (от DM до EM1 – для разных объектов) материал; вероятно также участие плюмового компонента [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белковский А.И., Локтина И.Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов-нефелиновых сиенитов западного склона Урала // ДАН СССР. 1974. Т. 215. № 4. С. 1206-1209.
2. Грабежев А.И., Карагодин С.С., Чашухина В.И., Парфенов В.В. Геохимия метасоматитов щелочных и субщелочных интрузивных комплексов западного склона Среднего Урала. Препринт. Свердловск. 1982. 57 с.
3. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормилъ С.И., Шардакова Г.Ю. Минерогения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2004. 336 с.
4. Краснобаев А.А., Попов В.С., Беляцкий Б.В. Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяшского плутона (Южный Урал) в свете новых U–Pb и SrNd изотопных данных // ЗРМО, 2011. Ч. СХХХХ. № 2. С. 59–63.
5. Недосекова И.Л. Возраст и источники вещества ильмено-вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77-95.
6. Шагалов, Е.С., Холоднов В.В., Носова А.А. и др. К вопросу о возрасте вмещающих пород редкометалльного месторождения Сибирка: Sm–Nd- и U–Pb(циркон) изотопные данные // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161. Екатеринбург. 2014. С. 362-366.
7. Шардакова. Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлиногорского комплекса // Ежегодник-2014. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 162. С. 148-154.

ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫЕ СФЕРОЛИТЫ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ (О. ИТУРУП)

Шевко А.Я., Гора М.П., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: sp@igm.nsc.ru

Находки оливин-анортитовых включений (алливалитов) в эффузивных породах описаны для многих вулканов Камчатки и Курильских островов. Опубликованы десятки работ посвященных изучению текстурно-структурных особенностей, химического состава и генезиса этих включений. Среди обобщающих работ следует отметить статьи О.Н. Волынца с соавторами [1], Т.И. Фроловой с соавторами [2, 3], П.Ю. Плечова с соавторами [4], И.А. Буриковой и О.В. Парфеновой [5] в которых обосновываются гипотезы происхождения и рассматриваются физико-химические условия образования алливалитов.

По текстурно-структурным особенностям среди всего многообразия алливалитов выделяют 2 [2] или 3 [4] типа. Особое место среди выделяемых типов занимают округлые, концентрически-зональные включения, данных по которым опубликовано крайне мало.

Сферолитоподобные радиально-концентрические алливалиты (обр. С-286а) встречены в породах вулкана Малый Семячик [6]. Концентрически-зональные алливалиты (обр. Kudr-1) отмечены на вулкане Кудрявый [4]. Несколько подробнее описан образец округлого включения с концентрически-зональным строением из пемз вулкана Заварицкого [2].

При полевых исследованиях на о. Итуруп, в теле молодого лавового потока андезибазальтов вулкана Кудрявый (поток Черныш) [7], нами было встречено достаточно большое количество округлых, концентрически-зональных включений сферолитов оливин-плагиоклазового состава. Поток Черныш протягивается от вершины вулкана Кудрявый в юго-западном направлении более чем на 2 км. Наибольшая концентрация включений сферолитов сосредоточена в средней части потока.

Сферолиты имеют шарообразную форму, радиально-лучистую структуру, зональное строение и размер от 2-3 до 7-8 см (рис.). Часто на контакте сферолита с вмещающей породой наблюдаются полые трещины контракции, которые образовались в результате уменьшения объема при кристаллизации.

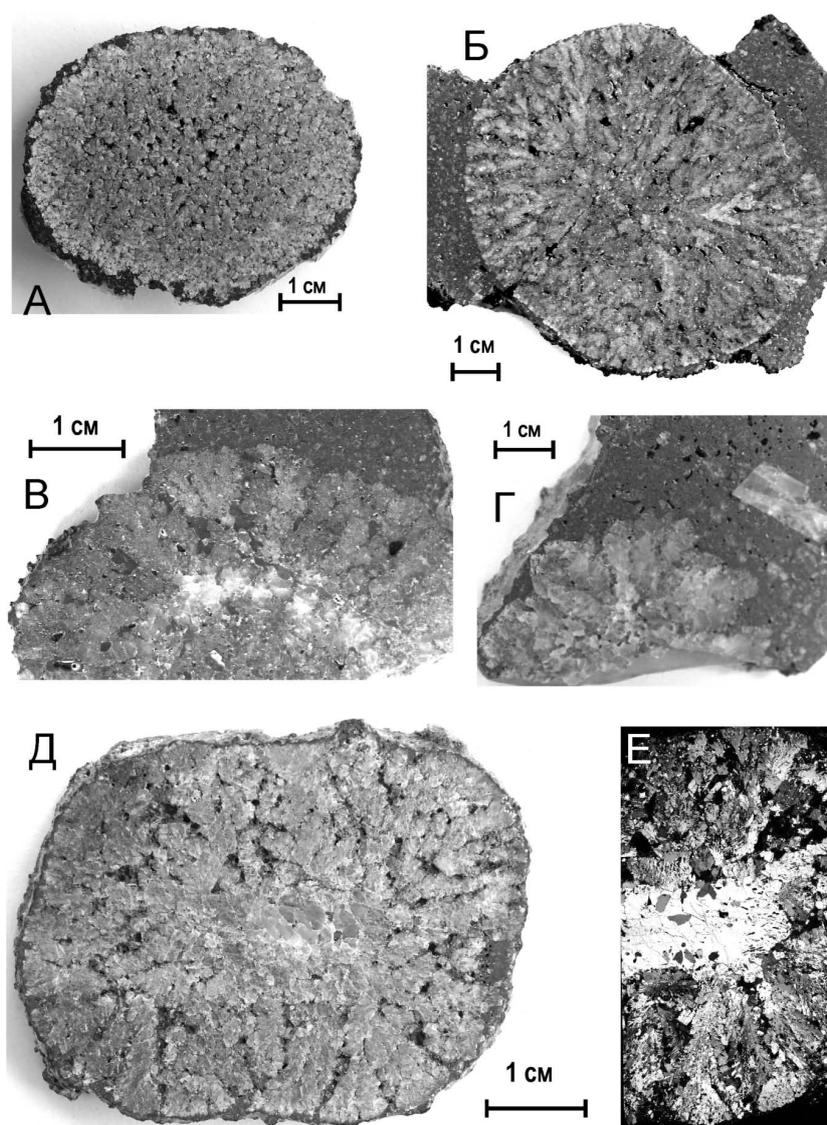


Рис. Разновидности сферолитов вулкана Кудрявый. Образцы: А – МД-30; Б – МД-41; В – МД-39-5; Г – МД-24-2; Д, Е – МД-40А. А-Д – фото шлифованных образцов, Е – микрофото полированного шлифа, проходящий свет, николи скрещены. Пояснения в тексте.

За счет трещин контракции и процессов выветривания сферолиты часто выкрашиваются из вмещающих пород и разрушаются. В таком случае прямому наблюдению оказываются доступны лишь отдельные их фрагменты. Например, если распилить сферолит не по центру, а в краевой части (рис., А), то на спиле мы будем иметь порфирированную субидиоморфными выделениями плагиоклаза с включениями оливина и интерстициальной массой сложенной пироксеном, окиснорудным минералом и коричневым, частично раскристаллизованным стеклом. Если же распилить сферолит точно посередине, то мы получим полную картину – ядерную часть в центре сферолита, выполняющую роль затравки, и расходящиеся от центра к краю дендритовидные кристаллы плагиоклаза (рис., Б).

Нам удалось собрать представительную коллекцию сферолитов, в том числе непосредственно из тела потока Черныш. В этих образцах присутствуют контакты с вмещающими андезибазальтами (рис., Б, В, Г) и сохранилась, целиком или частично, центральная часть, выполняющая роль затравки для последующего роста дендритовидных кристаллов оливина и плагиоклаза.

Наблюдаются 3 типа затравок.

1 тип. В центре сферолита располагается скопление субидиоморфных кристаллов оливина и таблитчатых кристаллов плагиоклаза (рис., Б, Г). Часто оливин содержит включения гранул плагиоклаза, и наоборот. В интерстициях между оливином и плагиоклазом сохраняется частично раскристаллизованное стекло с кристаллитами клинопироксена и титаномагнетита, кроме того, оливин со стороны интерстиций обрастает каймой клинопироксена.

2 тип. В центре сферолита располагается крупный таблитчатый кристалл плагиоклаза. Размеры такого кристалла могут достигать 24x20x10 мм (обр. МД-40А, рис., Д, Е). Центральная часть плагиоклаза чистая, ближе к краю появляются включения зерен оливина, а в краевой зоне, толщиной 1-3 мм оливин образует удлиненные дендриты, ориентированные от центра к краю плагиоклаза (рис., Е).

3 тип. Имеет две зоны. В ядерной части располагается скопление субидиоморфных кристаллов оливина и таблитчатых кристаллов плагиоклаза аналогичное затравке 1 типа. Отличие состоит в том, что здесь и оливин и плагиоклаз содержат включения хромшпинели. Ядерная часть затравки обрастает тонкой (несколько миллиметров) каймой чистых от минеральных включений таблитчатых кристаллов плагиоклаза в интерстициях между которыми располагаются зерна оливина, хромшпинели и частично раскристаллизованное стекло с кристаллитами пироксена и сыпью окиснорудного минерала (рис., В).

Внешняя зона сферолитов в каждом случае имеет одинаковое строение. Здесь главными минералами так же являются плагиоклаз и оливин. Плагиоклаз содержит мелкие дендриты оливина и сам образует дендритовидные мегакристаллы, которые веером расходятся от границы с затравкой до внешней границы сферолита. В интерстициях между дендритами плагиоклаза располагается пористый стекловатый базис с микролитами пироксена, титаномагнетита и частично раскристаллизованным коричневым стеклом. Контакт с вмещающим андезибазальтом четкий, без следов закалки.

Вблизи краевой части сферолитов, во вмещающем андезибазальте, часто располагаются крупные кристаллы плагиоклаза с включениями оливина (рис., Г), фенокристаллы оливина и гломеропорфирированные сростания оливина и плагиоклаза. Размеры кристаллов в таких образованиях достигают: плагиоклаз – 1,5 см; оливин – 0,7 см.

В образовании сферолитов можно выделить несколько стадий (этапов). На начальных стадиях образуются либо идиоморфные монокристаллы плагиоклаза, либо оливин-плагиоклазовые сростки. Иногда в парагенезисе с оливином и плагиоклазом встречается шпинель. Подобные соотношения позволяют предположить, что начальные стадии образования

сферолитов связаны с котектической кристаллизацией оливина, плагиоклаза и шпинели, что характерно для малоглубинных камер, заполненных базитовыми магмами. Внешние части сферолитов имеют дендритное строение, которое можно связать с быстрым ростом плагиоклаза и оливина, сопровождающимся расщеплением растущих индивидов. Переход от идиоморфного роста кристаллов к дендритному обусловлен резким изменением условий кристаллизации и, как правило, связан с сильным переохлаждением расплава. Вероятно, этот процесс имеет место при быстром снижении температуры, либо в результате подъема расплава на более высокий уровень, либо за счет вскрытия камеры и контакта с циркулирующими в вулканической постройке водами.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований №14-05-00798 и №16-05-00894.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Вольнец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М.** Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука. 1978. С. 124-167.
2. **Фролова Т.И., Бурикова И.А., Дриль С.И., Бейли Д., Митрейкина О.Б.** Природа низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 85-96.
3. **Фролова Т.И., Плечов И.Ю., Тихомиров П.Л., Чураков С.В.** Расплавные включения в минералах алливалитов Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 2001. №4. С. 382-393.
4. **Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А., Портнягин М.В.** Условия формирования алливалитов - оливин-анортитовых кристаллических включений – в вулканиках Курило-Камчатской дуги // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 248-276.
5. **Бурикова И. А., Парфенова О. В.** Алливалиты – как показатель фракционной кристаллизации низкокальциевых известково-щелочных серий островодужного типа // Геохимия. 2013. № 1. С. 38–49.
6. **Селянгин О.Б.** Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулкано-структур. М.: Наука. 1987. 148 с.
7. **Ермаков В.А., Штейнберг Г.С.** Вулкан Кудрявый и эволюция кальдеры Медвежья (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 19-40.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ИСТОЧНИКА УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Дриль С.И.

ФГБУН институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, scherb@igc.irk.ru

Проявления умеренно-щелочного магматизма в активной континентальной окраине Камчатки локализованы тыловой зонной вулканического пояса Срединного хребта и приурочены двум вулканическим центрам: Белоголовский и Большой – Кекукнайский. Породы, слагающие эти вулканы представлены рядом трахибазальт, трахиандезит, трахит, комендит [Флеров и др, 2014]. По геохимическим характеристикам породы занимают переходную позицию между островодужными и внутриплитными [Щербаков, 2015]. Образование пород трахибазальт-трахит-комендитовой серии (ТТК) происходит в интервале от позднего плиоцена, до раннего плейстоцена. Породы ТТК серии в такой обстановке должны обладать специфическими и индикаторными изотопно-геохимическими характеристиками, а их формирование в зонах перехода «океан-континент» отражает, вероятно, гетерогенный характер источников магматического вещества, природа которых в таких структурах может быть исследована с позиций современных представлений о процессах астеносферно-литосферного взаимодействия и мантийно-корового рециклинга.

Из анализа изотопных данных следует ряд важных выводов о роли тех или иных источников вещества в формировании умеренно-щелочных магм ТТК серии Срединного хребта

Камчатки. Следует отметить, что изотопные источники К-На умеренно-щелочных магм имеют признаки гетерогенности. С одной стороны, это деплетированный мантийный источник, сходный по характеристикам с источником «командорского» MORB типа, а с другой – относительно обогащенный источник, имеющий характеристики близкие к «индийскому» MORB (рис.). Третьим вероятным источником вещества могла быть надсубдукционная мантия, метасоматизированная в процессе погружения океанической литосферы в зоне миоцен-плиоценовой субдукции относительно «древней» океанической плиты Кула или Изанаги.

Наиболее радиогенными изотопными составами пород по величинам $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ обладают обогащенные LILE и HFSE элементами и породы позднеплиоцен-раннеплейстоценовой ТТК серии Срединного хребта, в составе которой присутствуют трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и комендиты. На следующем плейстоцен-голоценовом этапе в структурах Белоголовского и Большой-Кекукнайского центров проявляются трахибазальты и субщелочные базальты К-На типа, среди которых отмечены как обогащенные, так и умеренно-обогащенные LILE и HFSE породы, нередко обладающие геохимическими характеристиками переходными к IAB типу магм. Большинство базальтоидов этого этапа имеют отчетливо менее радиогенные изотопные составы и наиболее близки к источнику MORB типа.

В зависимости от вариаций условий формирования умеренно-щелочных магм, а именно степени плавления магмообразующего субстрата и роли различных источников вещества в их образовании, происходит последовательное изменение химизма и изотопных составов продуцируемых ими вулканических пород. Следует предполагать, что роль обогащенного изотопного источника типа «индийского» MORB была максимальной при образовании исходных магм ТТК серии, тогда как при формировании пород более позднего этапа более значительную роль приобретает деплетированный источник, сходный с «командорским» MORB. Это может быть объяснено в рамках геодинамической модели развития структуры Камчатки в поздне-миоцен-плейстоценовое время, представленной ниже.

Природа деплетированного источника умеренно-щелочных магм Срединного хребта в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время выглядит вполне однозначной. Этим источником должно было быть вещество деплетированной океанической литосферы MORB типа, близкой по составу к MORB Тихого океана. Согласно геодинамическим построениям для северо-западного сегмента Тихого океана таким источником должна была быть деплетированная литосфера субдуцируемой в миоцен-плиоценовое время под структуру активной окраины Камчатки океанической литосферной плиты Изанаги и, возможно, фрагмента плиты Кула.

Природа обогащенного источника для магм ТТК серии Срединного хребта может быть объяснена с позиций рециклинга древнего литосферного вещества океанической, но возможно и нижнекоровой природы, с формированием диапира (плюма) в астеносферной мантии под Западным сегментом структуры Камчатки. Основанием для такого вывода служат, в частности, изотопные особенности умеренно-щелочных пород исследованных вулканических центров (трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиты и комендиты). Сближение их изотопных характеристик $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с полем изотопных составов Индийского MORB может говорить о близкой природе их источников вещества. Участие источника типа «индийского» MORB для тыловой зоны Курильской островной дуги было показано в работе [Мартынов и др., 2012]. В данном исследовании установлено, что обогащенный мантийный источник, роль которого зафиксировано в образовании умеренно-щелочных магм Срединного хребта, обладает относительно низкими величинами $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений в сравнении с IAB Камчатки и повышенными значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных отношений в прямой зависимости от степени обогащения пород LILE и HFSE компонентами.

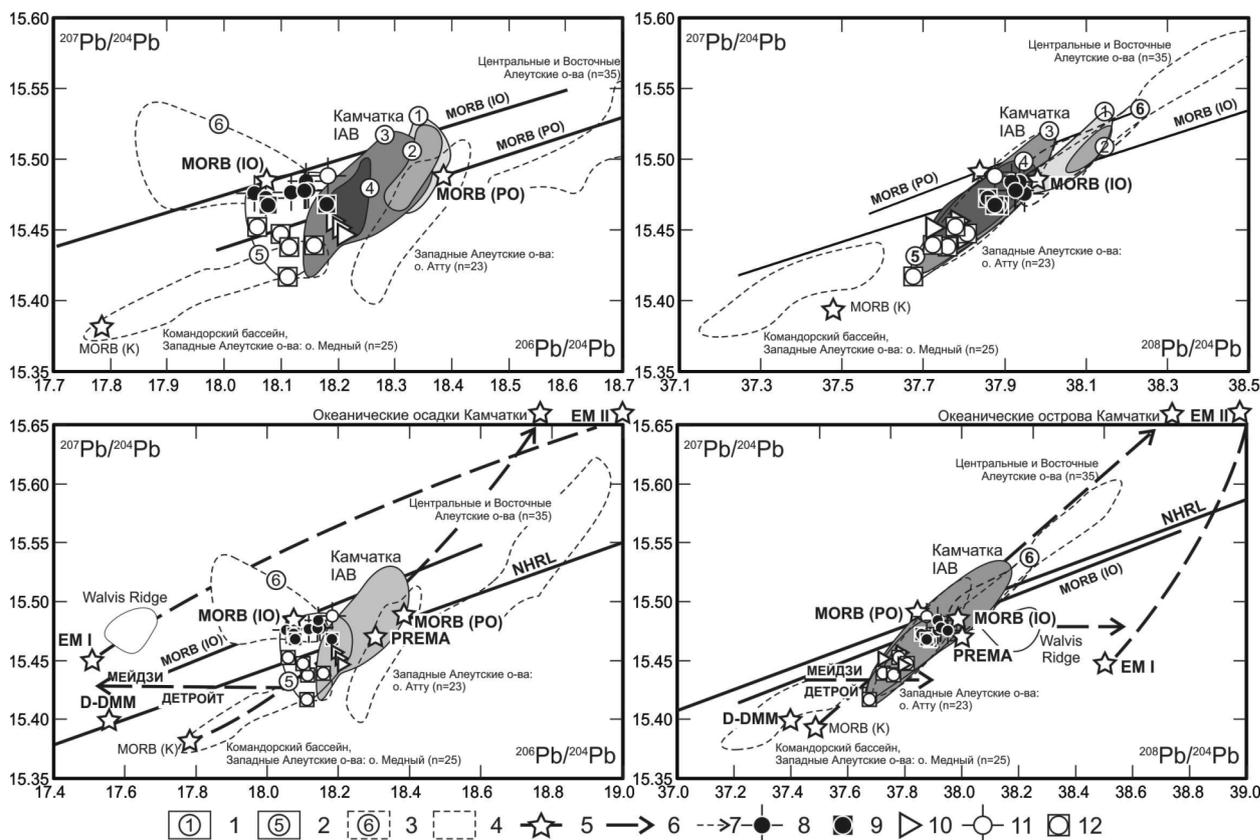


Рис. Изотопные характеристики пород надсубдукционных вулканических поясов Камчатки и вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский.

1 – поля изотопных характеристик базальтов и андезитов надсубдукционного геохимического типа вулканических поясов Камчатки (цифры в кружках составы пород вулканических поясов: 1 – Восточной Камчатки, 2 – Южной Камчатки, 3 – Центральной Камчатской депрессии, 4 – Срединного хребта); 2 – поле изотопных характеристик пород умеренно-щелочной серии и субщелочных **K-Na базальтоидов** Срединного хребта Камчатки; 3 – поле составов субщелочных и щелочных **K-Na базальтоидов Восточной Камчатки**; 4 – поля составов базальтов и андезитов Командорского бассейна и Западных Алеутских островов, Западных Алеутских островов (о. Атту), Центральных и Восточных Алеутских островов, п – количество проб; 5 – тренды эволюции и средние значения изотопных характеристик для MORB-(IO) и Тихого океанов MORB, MORB(K) – базальтов Командорского бассейна, EMI и EMII – обогащенной и мантии; 6 – направления к меткам изотопных резервуаров; 7-8 – точки составов пород умеренно-щелочных серий вулканического центра Белоголовский (7 – позднеплиоцен-раннеплейстоценовой дифференцированной серии центра и 8 – ранне-среднеплейстоценовых щитовых вулканов); 9-11 – точки составов пород вулканического центра Большой-Кекукнайский (9 – высококалийевой нормально-щелочной серии вулкана Кекукнайский, 10 – умеренно-щелочной серии вулкана Большой, 11 – зоны ареального вулканизма Дола Геологов). [Щербаков, 2015].

Взаимодействие источников может быть объяснено в рамках геодинамической модели образования умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в условиях реализации процессов астеносферно-литосферного взаимодействия и участия в магмообразовании гетерогенных источников вещества. Модель основана на предположении об образовании в структуре субдуцированной океанической плиты под Срединным хребтом зоны деструкции или разрыва (slab-window) и поступление в эту зону деструкции вещества астеносферного диапира. Принимая во внимание отчетливый структурно-тектонический контроль районов проявления умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта в северо-восточном направлении по его простиранию,

представляется, что такой контроль был определен формированием области деструкции палеослаба – «slab-window»).

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ №14-05-00717

ЛИТЕРАТУРА

1. **Мартынов Ю.А., Кимура Д.И., Мартынов А.Ю., Рыбин А.В., Катакузи М.** Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: результаты изотопных исследований мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 102-110.
2. **Перепелов А.Б.** Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск. 2014. 41 с.
3. **Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Колосков А.В., Философова Т.М., Щербаков Ю.Д.** Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть 1. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 3-23.
4. **Щербаков Ю.Д.** Геохимия и петрология щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта Камчатки // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Иркутск. 2015. 23 с.

АДАКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ НАЧАЛА СУБДУКЦИОННОГО РЕЖИМА ВДОЛЬ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Дербек И.М.

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: derbeko@mail.ru*

Конец мезозоя для восточной окраины Азии характеризуется почти непрерывными, часто длительными, магматическими процессами. При этом формирование магматических комплексов происходило в различных геодинамических обстановках. Так, вдоль южного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) последовательно сменялись геодинамические режимы: субдукционная – коллизионная – внутриплитная (зоны растяжения) [3]. Субдукционный этап здесь отмечен формированием известково-щелочных комплексов: плутоногенный верхнеамурский (142-138 млн. лет), плутоногенный буриндинский (130-122 млн. лет), вулканогенный талданский (128-122 млн. лет). Коллизионный этап соответствует становлению бимодального галькинского комплекса (119-97 млн. лет), а начало этапа растяжения или деструкции определяет возраст трахиандезитов – абсарокитов – 94 млн. лет – коньяк [3]. Этим процессам предшествует формирование пород кудикунчинского вулканического и магдагачинского плутонического комплексов, которые традиционно считались продуктами коллизионной обстановки [1]. Площадное распространение данных магматитов, по сравнению с более поздними породами известково-щелочной серии, весьма незначительное.

Кудикунчинский вулканический комплекс впервые упоминается в работе [4]. Он представлен мелкопорфировыми трахириолитами покровной и субвулканической фаций. Вулканиды характеризуются присутствием порфировых выделений плагиоклаза с высоким содержанием анортитовой оставляющей (до андезина). В субвулканических разновидностях – анортоклазом и железистым ортоклазом, почти полным отсутствием темноцветных минералов и интенсивным развитием процессов вторичного замещения. Вулканиды – это высококалиевые породы, хотя в сумме щелочей преобладает Na_2O составляющая ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2-1.6$), умереннощелоч-

ные ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8.7-11.7$ мас. %), относятся к известково-щелочной серии, пералюминиевые ($\text{ASI} = 0.97-1.13$), низкотитанистые. При низких содержаниях Nb и Ta, при аномально низких концентрациях HREE, Y и Yb, они обогащены Sr, Ba, Rb, Th, K. **Распределение REE в вулканитах** сильно фракционировано: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 13-28$ и характеризуется положительной аномалией Eu: $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 1.9-3.9$.

Магдагачинский плутонический комплекс [1; 3; 4] представлен умереннощелочными гранитами, гранит-порфирами и лейкогранит-порфирами; редко – гранитами, гранит-порфирами нормального ряда и кварцевыми сиенит-порфирами. Они слагают крупные, но единичные, массивы, силло- или лополитообразные тела. Гранитоиды характеризуются наличием порфировых выделений размером до 10 см калиевого полевого шпата и дымчатого кварца, повышенной щелочности, зональных плагиоклазов. Это высококалиевые породы известково-щелочной серии при значительном преобладании Na_2O над K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.35-1.81$), пералюминиевые ($\text{ASI} = 0.6-0.8$), низкомагнезиальные, умереннотитанистые. Они также как и вулканиты обогащены Sr, Ba, Rb, Th, K, **при пониженных содержаниях Nb и Ta и аномально низких концентрациях HREE, Y и Yb. Распределение REE в гранитоидах характеризуется слабо выраженной или положительной аномалией Eu: $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.77-1.23$ при $(\text{La}/\text{Yb})_n = 26.45-64.13$.**

Позднеюрский возраст гранитоидов – 145 ± 5 млн. лет, вулканитов – 147 ± 8 млн. лет (Rb-Sr и K-Ar методы соответственно) [4]. Есть данные о более молодом времени их формирования [1], что позволило сделать предположение о фациальной принадлежности магдагачинских гранитов к верхнеамурскому плутоническому комплексу с возрастом 140-134 млн лет. Но этот факт достаточно чётко опровергается геохимическими характеристиками пород комплексов. В гранитоидах магдагачинского комплекса при аномально низких содержаниях HREE (в г/т): Ho (0.10-0.22); Er (0.25-0.54); Tm (0.03-0.07); Lu (0.02-0.05), а также Y (3-6) и Yb (0.17-0.42) значение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ более 26. Тогда как в породах верхнеамурского комплекса $(\text{La}/\text{Yb})_n$ менее 19.17, а содержания HREE значительно повышены.

На диаграммах соотношения петрогенных и редких элементов (рис. 1) гранитоиды магдагачинского и вулканиты кудикунчинского комплексов попадают в поле высококремнезёмистых адакитов. На классификационных диаграммах Sr/Y – Y и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – Ybn [6] фигуративные точки пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов проецируются на поле типичных адакитовых серий мира (рис. 2).

В последнее десятилетие выделены и изучены мезозойские адакитовые гранитоиды и их вулканические аналоги в таких регионах как Румыния, Турция, Корея, Восточный и Юго-Западный Китай [2]. Согласно обобщённому анализу петро- и геохимических характеристик это породы с высокими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , Sr, низкими – K_2O , MgO, Yb, Y, при отсутствии отрицательной Eu-ой аномалии и наличии высоких Sr/Y и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношений. Перечисленные характеристики полностью совпадают с таковыми характеристиками для магматитов рассматриваемых комплексов. Происхождение всех адакитов, выделенных в вышеперечисленных регионах однозначно связываются с процессами субдукции [2].

Адакитовые магматиты в южном обрамлении МООП по времени формирования предшествовали становлению раннемелового известково-щелочного верхнеамурского комплекса. А отчасти, возможно, и совпадал. Этот временной интервал соответствует пологой субдукции плиты Изанага под восточную окраину Азии [5]. С этим процессом связано и формирование известково-щелочных комплексов Большого Хингана (Китай). Закономерно, что в процессе субдукции молодой океанической коры под континентальную окраину Азии происходило первоначальное плавление слэба, на что указывают низкие содержания Y-Yb и высокие соотношения Sr/Y и La/Yb. При этом, адакитовые расплавы, поднимаясь к поверхности, проходили через супракрустальные докембрийские образования, широко развитые в изученном регионе,

что вероятно и отразилось в их составе: образовывались высококремнезёмистые адакиты.

Нельзя исключить и тот факт, что в это время происходило закрытие Монголо-Охотского бассейна, когда, возможно, под северную часть Аргунского супертеррейна субдуцировали океанические образования Монголо-Охотского бассейна, обусловленные встречным движением Северо-Азиатской и Сино-Корейской плит. В любом случае, формирование адакитов соответствует начальной стадии длительного субдукционного процесса в регионе в интервале 150-120 млн. лет.

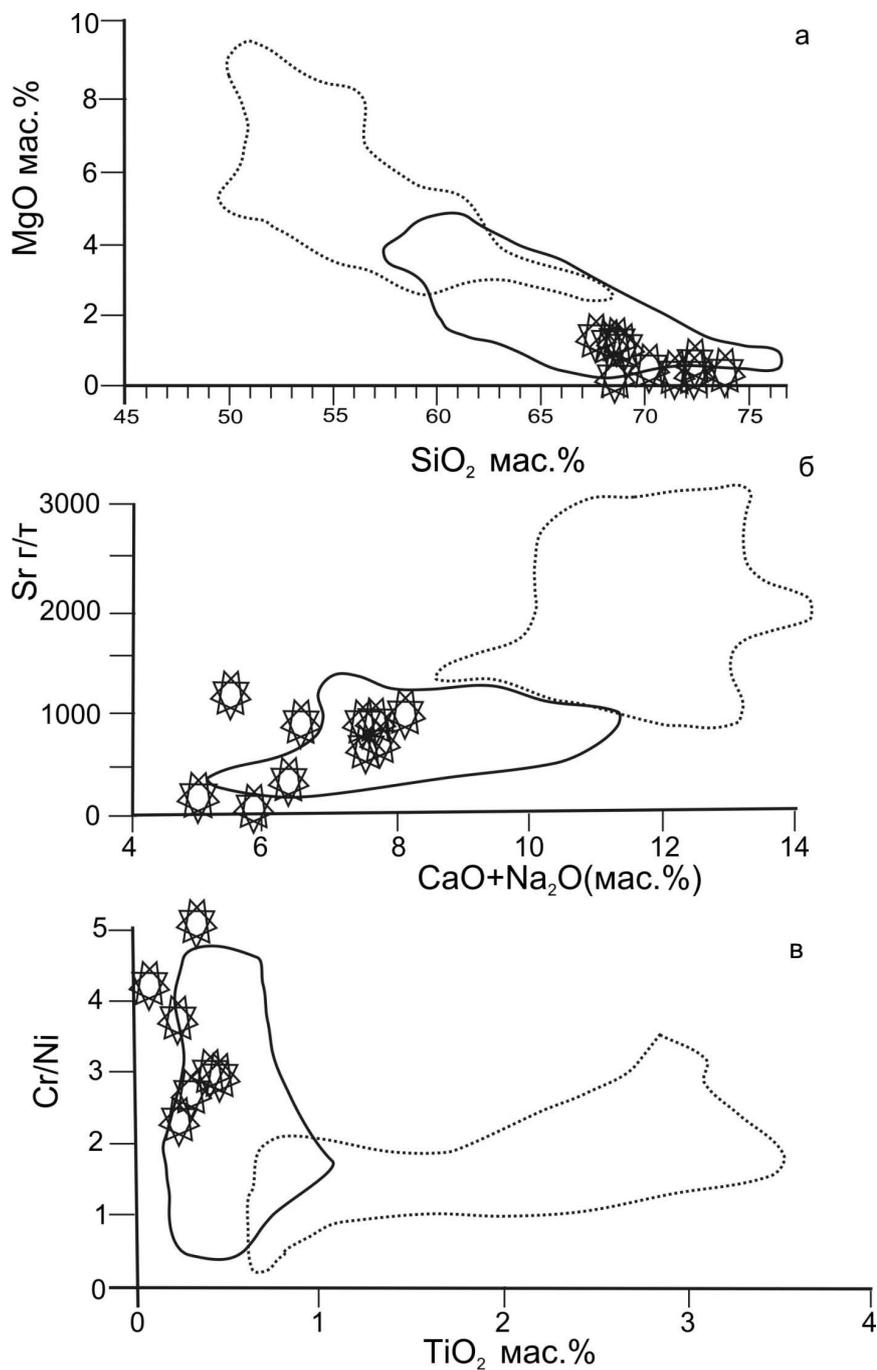


Рис. 1. Положение пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов на диаграммах [7]. Сплошной линией обозначено поле высококремнезёмистых адакитов.

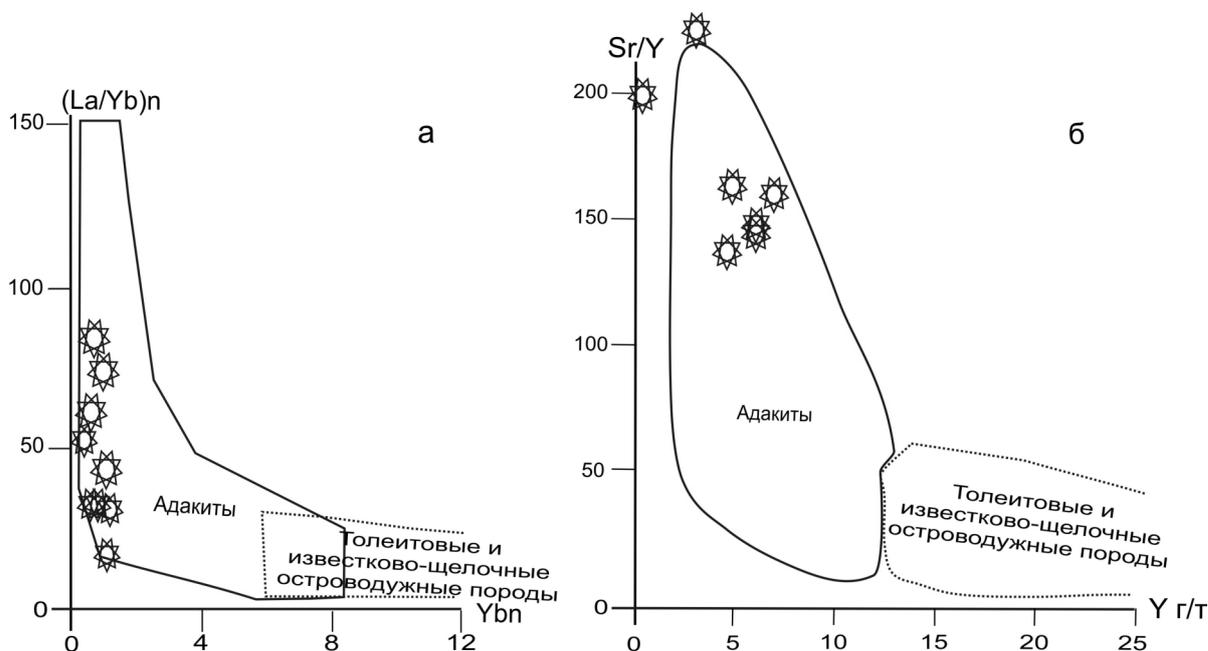


Рис. 2. Положение пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов на диаграммах [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербеко И.М. Благовещенск: ООО «Амургеология». 2001. 227 с.
2. Гусев А. И. Петрология адакитовых гранитоидов. Изд-во: Академия Естествознания. 2014. 242 с.
3. Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT. Academic Publishing GmbH&Co.KG. 2012. 97 с.
4. Козырев С.К. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Зейская. Листы N-51-XXIII,-XXIV,-XXIX,-XXX. С.-Пб.: ВСЕГЕИ. 2002.
5. Чжан Хун, Чжао Чуньцин, Яо Чжень, Цюань Хэнь. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 109-117.
6. Martin, H. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes // Lithos. 1993. № 30. P. 373-388.
7. Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R. An overview of adakite-tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. № 79. P. 1-24.