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

Тектоническое положение и геодинамические условия формирования адакитов в субдукционной системе Камчатки

Авдейко Г.П., Палуева А.А.

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

Адакиты – сравнительно молодой термин, предложенный [3] для определения средних и кислых пород, образовавшихся путем непосредственного плавления базальтов молодой, относительно горячей субдуцируемой плиты. Возможность плавления базальтов и осадков океанической коры обсуждалась со времени появления модели субдукции. В последующие годы было установлено, что основные геохимические характеристики лав островных дуг и активных окраин континентов образованы путем плавления перидотита мантийного клина, метаморфизованного флюидами из поддвигаемой океанической плиты. Это подтверждено не только петрогеохимическими, но и экспериментальными данными по плавлению перидотитов и базальтов (эклогитов) в определенных P-T условиях, а также температурными моделями зон субдукции. Начиная с работ Р.У. Кея по условиям образования магнезиальных андезитов на о-ве Адак (Алеуты), стали появляться геохимические и минералогические данные из разных зон субдукции о том, что в некоторых случаях возможно плавление океанической коры. Появились данные о плавлении не только молодой, но и достаточно древней плиты в геодинамических условиях, обеспечивающих разогрев её верхней части. Это и косая субдукция, и выполаживание зоны субдукции, и образование субдукционного окна (slab windows), и плавление головной части субдуцируемой плиты на контакте с более горячей астеносферой.

Наиболее широко адакиты представлены в субдукционных системах западного побережья Северной и Южной Америки. Здесь же наблюдается наибольшее разнообразие геодинамических обстановок, ответственных за появление адакитов. В пределах Центрально-Американской вулканической дуги имеется несколько вулканов и вулканических групп с проявлениями адакитов, в том числе плутонический и вулканический комплексы гор Таламанка. Возраст субдуцируемой плиты около 25 млн. лет, но формирование адакитовых лав, по определениям разных авторов, контролируется субдукцией асейсмичного подводного хребта Кокос на одноименной плите. При субдукции хребта Кокос происходит выполаживание угла субдукции, формирование субдукционного окна и локального мантийного плюма. Плавление плиты Кокос происходит на краях субдукционного окна и в головной части субдуцируемой плиты на контакте с горячим мантийным плюмом. С субдукционными окнами связано формирование адакитов и в Эквадорской вулканической дуге. Здесь вулканы Пичинча и Атаказа, расположенные на фронте дуги, имеют адакитовые характеристики, тыловой вулкан Сумако имеет типичные островодужные характеристики, а вулкан Антизана между ними имеет промежуточные характеристики.

В пределах плиоцен-плейстоценовой дуги Замбоанга (Филиппины) образование адакитов связано с субдукцией молодой плиты Сулу, причем плавление плиты происходит в ее головной части. В пределах юго-западной Японии образование адакитов вулканов Дайсен, Самбе и Аонояма также связано с плавлением переднего края Филиппинской плиты. В пределах западной части Алеутской дуги формирование адакитов и магнезиальных андезитов адакитового типа, по-видимому, связано с косой субдукцией, которая, в свою очередь, влияет на формирование субдукционных окон. Следует подчеркнуть, что в большинстве районов адакиты являются магнезиальными, в том числе и на о. Адак, и ассоциируются с базальтами внутриплитного геохимического (NEB) типа. Экспериментальные данные (Rapp, Shimizu, Gaetani и др.) свидетельствуют о том, что магнезиальные андезиты адакитового типа являются гибридными, образованными путем смешения адакитового расплава с расплавом мантийного клина метаморфизованного адакитовым расплавом. Между адакитами и магнезиальными андезитами адакитового типа существуют переходные типы пород.

Первые сведения о возможности образования адакитов на Камчатке (в районе р. Валоваям) содержатся в работе [7]. В этом районе (рис. 1, позиция 1) в обогащенных ниобием базальтах

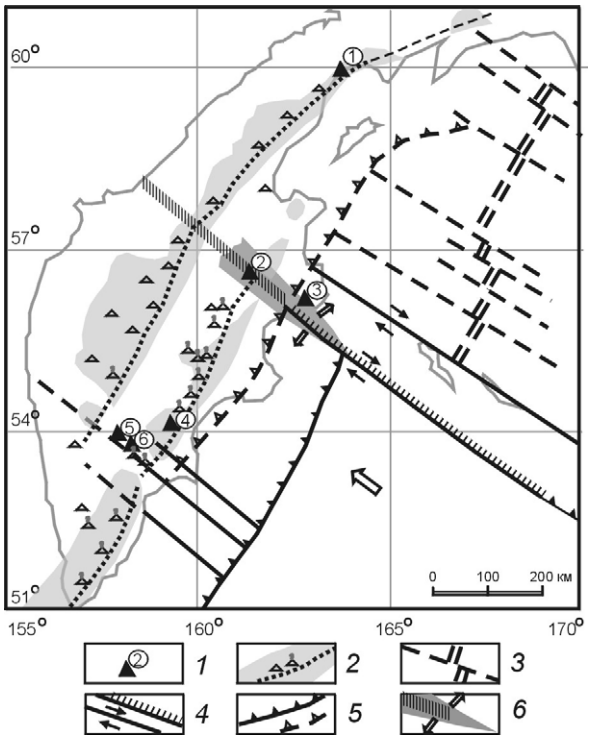

Рис. 1. Тектоническое положение адакитовых построек.
1 – Местоположение адакитов; 2 – вулканические пояса, вулканы, и вулканический фронт; 3 – палеорифты и трансформные разломы; 4 – желоба и палеожелоба; 5 – разрывные нарушения; 6 – субдукционное окно.

(NEB) содержатся многочисленные ксенолиты шпинельных перидотитов и пироксенитов с прожилками дацитов, имеющих адакитовые характеристики. По мнению авторов [7] адакитовый расплав, отделяющийся от молодой субдуцируемой плиты, поступает в мантийный клин и взаимодействует с расплавом мантийного клина, производя обогащенные Nb базальты. Адакиты на поверхности не обнаружены.

Первые данные о находках магнезиальных андезитов адакитового типа на полуострове Камчатский мыс (рис. 1, позиция 3) содержатся в работе [1]. Авторами подробно описаны верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые дайки спессартитов и вогезитов мощностью 0.1-1.5 м и протяженностью до нескольких сот метров, имеющих адакитовые характеристики, аналогичные характеристикам адакитов о. Адак. На Восточной Камчатке в составе верхнемиоцен-плейстоценового щапинского комплекса (рис.1, позиция 4) выявлены андезиты и дациты с близкими к адакитам геохимическими характеристиками [6]. Эти породы встречаются в ассоциации со щелочными базальтами NEB типа, которые являются более древними (7-12 млн. лет) по сравнению с адакитами (3-8 млн. лет). Адакиты и ассоциирующие с ними магнезиальные андезиты и NEB базальтоиды выявлены [2] в южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 1, позиция 5) в пределах эродированной вулканической постройки, возраст которой 3.13 – 2.72 млн. лет. Интересно, что в окрестностях расположенного вблизи позднеплейстоцен-голоценового вулкана Бакенинг (рис. 1, позиция 6) имеются небольшие вулканические постройки андезитов и дацитов, которые, судя по геохимическим характеристикам, также могут быть отнесены к адакитам. Из 20-и приведенных в работе [4] анализов дацитов и андезитов десять имеют отчетливые адакитовые характеристики (Sr/Y = 40-283, La/Yb = 8-16, Nb/La = 0.2-0.3) и три – переходные к известково-щелочным лавам. Лавовый купол активного вулкана Шивелуч (рис. 1-2) также имеют адакитовые характеристики [5].

На рис. 1 видно, что только адакиты в районе р. Валоваям (рис. 1, позиция 1) могут быть образованы плавлением базальтов молодой субдуцируемой океанической плиты [7]. Во всех остальных местах возраст субдуцируемой плиты превышает 70-80 млн. лет. Характерно, что все места нахождения адакитов приурочены к зоне перескока субдукции на современное положение. Эволюция геодинамического режима зоны перескока показана на разрезах рис 2. На Восточной Камчатке (рис. 1, позиция 4), где наблюдается последовательное образование «внутриплит-

ных лав», адакитов и затем типичных островодужных лав [6] , по-видимому, происходит плавление базальтов переднего края субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой (рис. 2б). Адакиты южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 1, позиции 5 и 6), возможно, образовались также на контакте с горячей астеносферой в субдукционном окне, образованном на южной границе зоны перескока субдукции. Кратковременность проявления адакитового вулканизма объясняется кратковременностью перескока субдукции. Адакитовый вулканизм зоны Камчатско-Алеутского сочленения (рис. 1, позиции 2 и 3), видимо, также связан с формированием субдукционного окна и/или на контакте СВ края Тихоокеанской плиты с астеносферой [5]. Так как субдукционное окно и, соответственно, контакт с горячей астеносферой сохраняется, адакитовый вулканизм продолжается и в настоящее время (в. Шивелуч).

В будущем на Камчатке возможны находки пород с адакитовыми характеристиками в аналогичных геодинамических обстановках. Если гипотеза отрыва и погружения оторванной части Тихоокеанской плиты в мантию верна (рис. 2), то возможно плавление оставшейся части плиты на контакте с горячей мантией и, соответственно, находки адакитов в Срединном хребте.

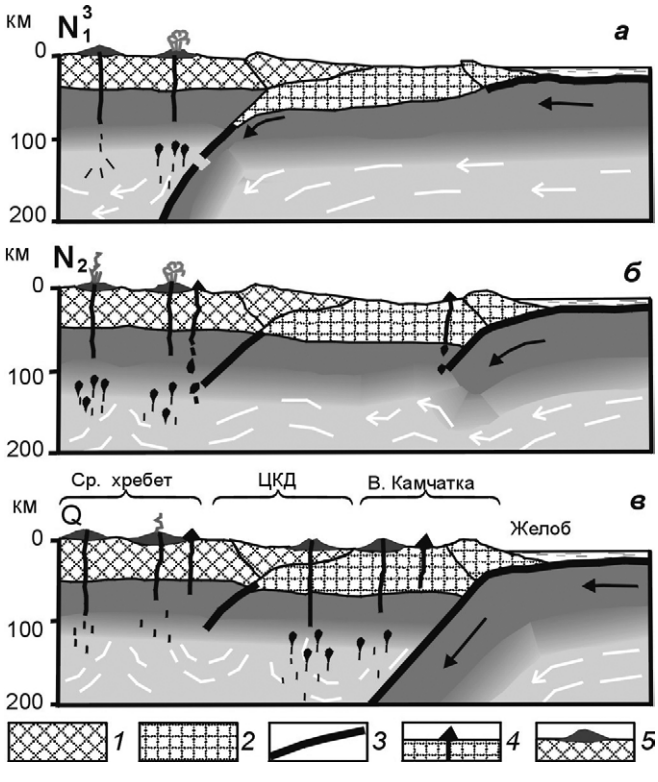

Рис. 2. Модель геодинамической эволюции и образования адакитов.
1 – континентальная кора; 2 – континентальная кора Кроноцкой палеодуги; 3 – океаническая кора; 4 – адакитовые постройки; 5 – вулканы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е. и др. Первая находка магнезиальных андезитов А (адакит)-типа на Камчатке // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 11. С. 1553-1564.

2. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А и др. NEB-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // Вулканизм и геодинамика. IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Материалы симпозиума. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 449-454.

3. 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.

4. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // Journal Volc. Geoth. Res., 2000. N. 104. P. 131-151.

5. Ferlito C. Bymodal geochemical evolution at Sheveluch stratovolcano, Kamchatka, Russia: consequence of a comlex subduction at the junction of Kurile Kamchatka and Aleutian island arcs // Earth Science Rewiews, 2010. (Accepted Manuscript).

6. Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F. et al. The origin of alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // Geochim. Cosmochim. Acta, 2009. V. 73. N. 13S. P. A538.

7. Kepezhinskas P., Defant M.J., and Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction iferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta., 1996. V. 60. N. 7. P. 1217-1229.

Изотопная геохронология мелового магматизма северо-востока Азии и возможные рубежи геодинамических этапов сдвигов/скольжения плит

Акинин В.В.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

Изотопная геохронология играет ведущую роль в геодинамических построениях, позволяя реконструировать не только последовательность тектонических процессов, но и выделять главные рубежи геологических событий, их длительность. Начало широкого внедрения более надежных методов изотопного датирования ($^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Pb) на Северо-Востоке Азии существенно уточняет наши знания о геологическом развитии региона, нередко кардинально меняет устоявшиеся представления и заставляет по новому взглянуть на историю геологического развития крупных структурных единиц. Несмотря на обещающие возможности, новые методы изотопной геохронологии имеют и свои ограничения, которые кратко рассмотрены в настоящем докладе.

Наиболее масштабное изотопно-геохронологическое исследование проведено в последние годы в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и Яно-Колымского орогенного пояса (ЯКО), в которых сосредоточены все главные месторождения золота и серебра региона. ОЧВП перекрывает террейны на тихоокеанской и арктической континентальных окраинах, что, с одной стороны, ограничивает возраст процессов аккреции, с другой – определяет связующее звено в тектонической эволюции пацифид и арктид. Наиболее популярна гипотеза о надсубдукционной природе ОЧВП, однако сложная конфигурация и сегментация пояса, далеко вдающиеся в континент линейные вулканогенные прогибы и обширные поля игнимбритов заставляют привлекать иные геодинамические режимы для объяснений происхождений отдельных его участков и секторов. Возраст ОЧВП и объем включаемых в него геологических комплексов до сих пор остро дискутируется. Интервал времени формирования ОЧВП определялся разными исследователями от неокома до палеогена, от альба до сеномана, от альба до палеогена и наконец, от среднего альба до сантона [2, 3]. Менялись взгляды на возраст пояса даже у В.Ф. Белого, корифея, внесшего наибольший вклад в изучение ОЧВП [2]. Отсутствие консенсуса связано с недостаточной разрешающей способностью методов, применяемых для определения возраста (палеофитологический метод и K-Ar, Rb-Sr изотопное датирование пород по валовому составу пород). Некоторые геологи, несмотря на гигантский скачок в развитии современных изотопно-геохронологических методов, до сих пор отдают предпочтение архивным K-Ar и Rb-Sr датировкам по породам. Отдавая дань гигантской проделанной работе, и опираясь на эти архивные источники предварительной информации, необходимо заметить, что большинство из дат трудно объективно оценить и не всегда удается воспроизвести на современных масс-спектрометрах. Первые результаты определения минералов вулканических пород ОЧВП Ar-Ar и U-Pb методами предоставили принципиально новые данные по началу формирования и общей длительности вулканизма в поясе, асинхронности развития вулканизма в разных его секторах [1, 4, 5, 6]. Назрела необходимость масштабных изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических исследований пояса.

Мы исследовали петролого-геохимические и изотопно-геохронологические аспекты эволюции известково-щелочного магматизма ОЧВП в его Западно-Охотской фланговой зоне, Охотском секторе и Восточно-Чукотской фланговой зоне. В ОЧВП – тектонотипе окраинно-континентальных вулканогенных поясов – сосредоточены значительно бо̀льшие объемы кислого игнимбритового вулканизма, чем в зрелых островодужных системах (ЗОС – Курило-Камчатской и Але-

утской) и в Андийском окраинно-континентальном поясе. Вулканические породы окраинно-континентальных вулканогенных поясов (ОЧВП, Андийский) отличаются от таковых в ЗОС повышенными концентрациями K, Ti, P и трендом в область высококалиевых известково-щелочных серий. Среди андезитов ОЧВП пока не обнаружено примитивных разностей (Mg# > 0.6), имеются относительно известковистые разности, неизвестные в структурах Андийского типа, и значительную долю составляют умеренно-щелочные породы, не характерные для ЗОС. Вариации примесных и главных элементов в базальтах и андезитах ОЧВП интерпретированы как отражение конкурирующих процессов ассимиляции/смешения и фракционной кристаллизации при эволюции родительской базальтовой магмы. Показана существенная латеральная неоднородность источников известково-щелочных магм вдоль ОЧВП на протяжении более 2500 км. Первичные изотопные отношения Sr, Nd, Pb в вулканитах Охотского сектора относительно деплетированы и близки к линии смешения компонентов PREMA и BSE. В Западно-Охотской фланговой зоне источник магм наиболее обогащенный, близкий к EMI, а в Центрально- и Восточной-Чукотской зонах содержит примеси компонента EMII.

Проведено масштабное изотопно-геохронологическое изучение всех главных стадий вулканизма ОЧВП с помощью U-Pb SHRIMP и ID-TIMS датирования циркона (86 образцов) и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования (73 образца). В целом для ОЧВП, устанавливается прерывистый характер надсубдукционного магматизма от среднего альба до среднего кампана (106-76 млн. лет). По латерали пояса вулканизм асинхронен. Выделяется несколько пиков вулканизма с модами около 105, 100, 96, 92.5, 87, 82 и 77 млн. лет. Коньяк-сантонские пики относятся к наиболее объемным стадиям среднего и позднего циклов кислого вулканизма. Реконструируется спад\перерыв магматической активности в конце сеномана-начале турона (95-91 Ма). Завершают извержения ОЧВП плато-базальты с возрастом около 76-78 млн. лет, которые фиксируют изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах. В основании ОЧВП вскрываются вулканические породы более древних, верхнеюрско-раннемеловых вулканических цепей и дуг, таких как Удско-Мургальской, Балыгычано-Сугойской, Нутесынский, Аргытский и др. Геометрия и поперечное простирание последних по отношению к меловой континентальной палеоокраине (и общему простиранию ОЧВП), далеко вдающиеся в континент линейные структуры выдают возможное происхождение их в результате растяжений/расколов вдоль трансформной окраины. Эволюция мелового магматизма ОЧВП на Чукотке особенно важна для нашего начального понимания того, как надсубдукционный и синсдвиговый магматизм менялся и мигрировал в пространстве и времени, как это коррелирует с глобальным взаимодействием плит, которое привело к формированию современной неактивной арктической окраины и активной тихоокеанской окраины в северной Пацифике.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акинин В.В., Ханчук А.И.** Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb изотопных данных // Докл. АН, 2005. Т. 404. № 5. С. 654-658.

2. **Белый В.Ф.** Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008. Т. 16. № 6. С. 64-75.

3. **Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России** // Под ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

4. **Hourigan J.K., Akinin V.V.** Tectonic and chronostratigraphic implications of new 40Ar/39Ar geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bull. 2004. V. 116. N. 5-6. P. 637-654.

5. **Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu.** New $^{40}Ar/^{39}Ar$ Ages of Cretaceous Continental Volcanics from Central Chukotka: Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia) // J. Geol., 2004. V. 112. P. 369-377.

6. **Kelley S.R., Spicer R.A., Herman A.B.** New $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research, 1999. V. 20. P. 97-106.

Проблема возраста пород и оруденения Волковского массива (Платиноносный пояс Урала) по результатам Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований

Аникина Е.В.[1], Краснобаев А.А.[1], Лохов К.И.[2], Капитонов И.Н.[3], Ронкин Ю.Л.[1]

[1]Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
[2]Санкт-Петербургский государственный университет
г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7-9
[3]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Волковский массив состоит из серии габбровых блоков с собственной концентрически-зональной структурой и диоритовой интрузии в центральной его части. Сиениты Тагило-Кушвинского комплекса прорывают габбро в северной и южной части массива. Габбровые блоки сложены преимущественно **оливин-анортитовым габбро**, среди которых в подчиненном количестве встречаются клинопироксениты, верлиты и оливиниты. **Лабрадоровое двупироксеновое габбро (пострудное)** занимает секущее положение по отношению к оливин-анортитовому габбро с ассоциированными ультрамафитами и титаномагнетитовым и медным с платиноидами оруденением.

Задача исследований состояла в определении временных границ образования габбро и оруденения Волковского массива. Для ее решения проведено комплексное изучение Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в обоих типах габбро.

В результате достоверно установлен возраст пострудных жильных **лабрадоровых габбро (Kl-16)** – 428±7 млн. лет U-Pb методом (SHRIMP) по цирконам и 436±21 млн. лет Sm-Nd изохронным методом по монофракциям минералов.

Оливин-анортитовые габбро (ПЕ-589) содержат полихронное сообщество цирконов, делящееся на четыре возрастных группы: 2706±24 – 984±23 млн. лет; 655±15 – 565±9 млн. лет; 450±12 млн. лет и 343±8 млн. лет.

Единичные *цирконы архей – протерозойского возраста* (2706-984 млн. лет) представляют собой гетерогенную разновозрастную популяцию и по совокупности признаков являются ксеногенными. Судя по изотопному составу Hf (рис. 1), эти цирконы либо происходят из мантийных источников, в разной степени деплетированных, либо соответствуют различным эпизодам плавления одного и того же источника, следовательно, скорее всего, изначально принадлежали к различным породам, из которых и были заимствованы поднимающимся расплавом.

Значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в *вендских цирконах* (655-565 млн. лет) близки параметрам, характеризующим хондритовый резервуар (рис. 1). Это может рассматриваться как следствие их кристаллизации: 1) из расплава, сформированного в деплетированной мантии (TDM = 1.08 млрд. лет); 2) из источника, представляющего собой смесь ювенильного (эквивалентного деплетированной мантии) и древнего корового вещества с низким Lu-Hf отношением; 3) из метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии с пониженным значением Lu/Hf [4]. Геохимические особенности (содержанию РЗЭ, U и Th) этих цирконов не противоречат их кристаллизации из базальтового расплава. εHf варьирует в пределах от -1.2 до +5.3. Соответствующее равновесное значение εNd (t), рассчитанное по уравнению корреляции (εHf (t) = 1,4* εNd (t) + 2), должно составлять -1 – +2. Однако, εNd (t), рассчитанное с учетом измеренного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512835, оказывается существенно выше и составляет +5.9 – +6.4 (рис. 2).

Нахождение цирконов вендского возраста за пределами поля корреляции значений εHf и εNd для Земной совокупности пород (Terrestial array) может означать, что они либо заимствованы, либо Sm-Nd система оливин-анортитовых габбро была нарушена в результате постмагматических событий, сопровождающихся привносом радиогенного Nd из относительно древнего источ-

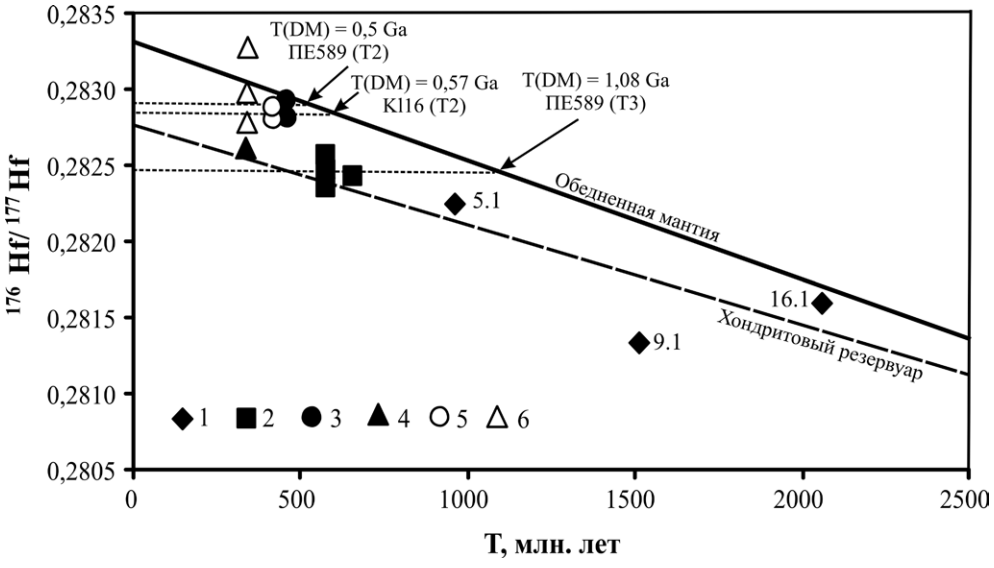

Рис. 1. Первичные отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в цирконах из оливин-анортитовых и лабрадоровых габбро Волковского массива, нанесенные на график как функция их U-Pb возраста.
ПЕ 589: 1 – 2682±37 – 972±18 млн. лет; 2 – 655±11 – 565±9 млн. лет (T_3); 3 – 450±12 млн. лет (T_2); 4 – 343±8 млн. лет (T_1); **Kl 16:** 5 – 428±7 млн. лет (T_2); 6 – 341±8 млн. лет (T_1).
В расчетах модельного возраста (T(DM)) использованы значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0.283250 и $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.0384 в деплетированном мантийном резервуаре [4].

ника с высоким Sm/Nd-отношением.

Известно, что оливин-анортитовые габбро претерпели не только интенсивную синтектоническую рекристаллизацию, но и локальное метасоматическое воздействие более поздних гранитоидных и сиенитовых интрузий. Все эти процессы могли существенным образом повлиять на Sm-Nd изотопную систему, что мы и наблюдаем в реальности – измеренные значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в апатите, плагиоклазе, клинопироксене и породе не связаны изохронной зависимостью.

Для *цирконов верхнеордовикского возраста* характерны более высокие значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ (рис. 1) по сравнению с цирконами вендского возраста, что наряду с другими признаками, свидетельствует о проявлении в это время самостоятельного этапа цирконообразования. Более радиогенный Hf-изотопный состав этих цирконов, отвечает их происхождению либо из более деплетированного источника по сравнению с источником вендских цирконов, либо из того же самого источника, что и вендские цирконы, но при существенно более молодом модельном возрасте (рис. 1). Вместе с тем, не исключается и метаморфическое происхождение таких цирконов.

Более радиогенный состав Hf в таком случае является результатом его локального перераспределения из Lu-содержащих породообразующих минералов в новообразованный циркон при метаморфической рекристаллизации.

Нижнесилурийский циркон из **лабрадоровых габбро** не отличается по величине первичного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ от верхнеордовикского циркона из оливин-анортитовых габбро (рис. 1), что косвенно указывает на их общий источник. Значения εHf (t) нижнесилурийских цирконов из лабрадоровых габбро попадают в поле корреляции значений εHf и εNd для Земной совокупности пород (Terrestial array) (рис. 2), что позволяет уверенно считать конкордантный возраст цирконов 428 млн. лет соответствующим времени кристаллизации этих пород.

Цирконы нижнекаменноугольного возраста в обоих типах габбро гетерогенны по изотопному составу Hf (εHf = +2.4 – +24.3), что в одновозрастных цирконах чаще всего рассматривается как следствие их метаморфического происхождения [5]. По морфологическим признакам эти цирконы соответствуют самостоятельному этапу кристаллизации, а по геохимическим данным для них не исключается гидротермальное происхождение.

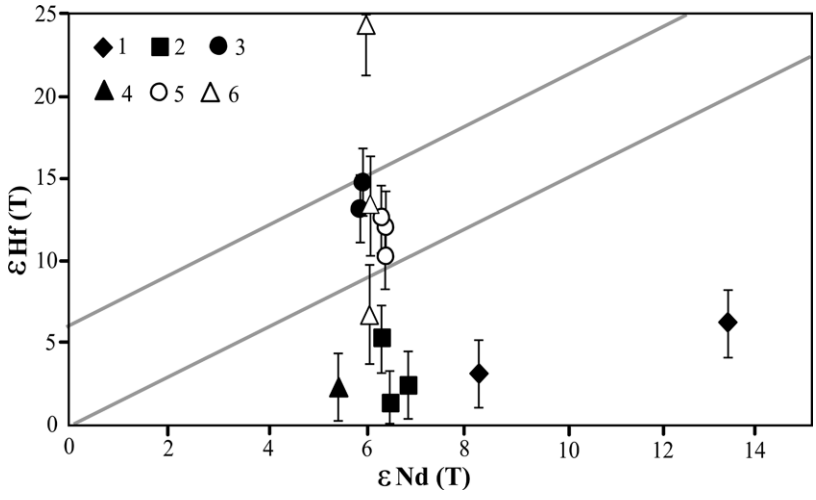

Рис. 2. Hf-Nd систематика цирконов разных возрастных групп из габбро Волковского массива. Серые линии ограничивают область корреляции εNd (T) (в породе) и εHf (T) (в цирконе) для пород магматического генезиса [6]. Условные обозначения как на рис. 1.
В расчетах εHf (t) использованы значения $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0332$ и $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282772$ [3].

Согласно полученным Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопным данным, цирконы вендского возраста могут соответствовать времени образования оливин-анортитовых габбро, что согласуется с известными Sm-Nd датировками 500-560 млн. лет для сходных породных комплексов Платиноносного Пояса Урала [1 и др.]. Вероятно, оливин-анортитовые габбро Волковского массива могут представлять собой сохранившийся фрагмент древней континентальной коры, в значительной степени переработанный под воздействием верхнеордовикско-силурийского магматизма островодужной природы.

Вместе с тем, нельзя полностью исключить и традиционной интерпретации полученных изотопно-геохронологических данных, предполагающей кумулятивное происхождение оливин-анортитовых габбро из расплавов, образовавшихся над палеозойской зоной субдукции [2]. При таком подходе все группы цирконов допалеозойского возраста рассматриваются в качестве заимствованных, а цирконы с возрастом 450 млн. лет отвечают времени кристаллизации оливин-анортитовых габбро.

Верхняя временная граница развития оруденения Волковского массива фиксируется возрастом пострудных лабрадоровых габбро и не может быть моложе 430 млн. лет. Полученная датировка совпадает со временем широкого проявления в Тагильской мегазоне базальтового и андезито-базальтового островодужного вулканизма, габбро-норитового, плагиогранитного и сиенитового магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Доклады РАН, 2006. Т. 409. № 1. С. 104-109.

2. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника, 2007. № 6. С. 52-77.

3. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth and Planetary Sciece Letters, 1997. 148. P. 243-258.

4. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achtenbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000. V. 64. P. 133-147.

5. Valley P.M., Fisher C.M., Hanchar J.M., Lam R., Tubrett M. Hafnium isotopes in zircon: A tracer of fluid-rock interaction during magnetite-apatite ("Kiruna-type") mineralization // Chemical Geology, 2010. V. 275. P. 208-220.

6. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system // Earth Planetary Science Letter, 1999. V. 168. P. 79-99.

Мезозойские интрузивно-дайковые серии гранитоидов Центральной Монголии

Антипин В.С.[1], Дриль С.И. [1], Одгэрэл Д.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия
[2]Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии
210351, г. Улан-Батор, просп. Энхтайван, 63, Монголия

В последние годы установлено, что внутриплитный гранитоидный магматизм Центральной Азии, включающий крупные батолиты или массивы гранитоидов, формирующиеся в условиях автохтонных и аллохтонных фаций, иногда сопровождается близкими им по возрасту поясами субвулканических дайковых пород, которые обычно выходят за пределы гранитоидных плутонов и локализуются в виде протяженных линейных зон. Широкие вариации минерального и химического состава даек с преобладанием кремнекислых пород, включая их редкометалльные типы, а также их пространственная связь с гранитоидными массивами дает возможность распознавать процессы взаимодействия мантийного и корового вещества и условия формировании исследуемых интрузивно-дайковых серий. Наиболее известными примерами развития сопряженного интрузивного и субвулканического магматизма являются классическая магматическая серия провинции Корнуолл (Англия), где гранитоиды Корнубийского батолита пересекаются дайковым поясом с эльванами и с ними генетически связано Cu, Mo, Sn, W оруденение, а также Уругудей-Утуликская интрузивно-дайковая серия в Прибайкалье (хр. Хамар-Дабан) с интрузиями гранитов, эльван-онгонитовым магматизмом и ассоциирующим редкометалльным оруденением.

Обнаруженные более 40 лет назад на территории Центральной Монголии онгониты [3], которые являются субвулканическими аналогами редкометалльных Li-F гранитов, также входят в состав интрузивно-дайковой серии, развитой в периферической зоне позднемезозойского ареала гранитоидного магматизма. На примере этой серии прослеживается тесная пространственная и генетическая связь интрузивно-субвулканического комплекса с редкометалльной (Li, Ta, Sn, W) минерализацией в районах Онгон- и Их-Хайрхан Монголии. В последние годы в пределах Центральной Монголии исследована более древняя по геологическому возрасту Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия, входящая в состав раннемезозойского ареала магматизма и образованная породами различных геохимических типов [1, 5]. В составе данной серии выделены ранние палингенные известково-щелочные гранитоиды многофазного Хошутулинского массива, которые через протяженный дайковый пояс гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, фельзитов и онгонитов объединяются с редкометалльными гранитами Абдарского массива, завершающими эволюцию магматизма исследуемого комплекса. Гранитоидный магматизм раннемезозойского ареала Монголо-Забайкальской области представлен такими модельными гранитоидными массивами как Жанчивланский, Богдо-Улинский, Бага-Газрынский, Горихинский и др., которые наряду с поясами даек представлены различными геохимическими типами гранитоидов. Всесторонний анализ их геохимической эволюции, изотопных данных и генетических особенностей разновозрастных интрузивно-дайковых серий с различной вещественной спецификой является весьма актуальной задачей фундаментальных исследований, так как они отражают особенности геодинамического развития магматизма. Кроме того, их изучение может иметь практическое значение в связи с развитием в составе этих комплексов редкометалльных и рудоносных образований.

Гранитоиды Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии залегают среди осадочно-метаморфических пород мандальской серии девонского возраста. Среди интрузивных образований серии наиболее крупным проявлением гранитоидного магматизма является Хошутулинский массив (около 180 км^2). Его зональное внутреннее строение проявляется в том, что периферическая часть образована крупнозернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами 1-й фазы, а в центральной части плутона изометричное тело сложено

крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами 2-й фазы, представляющими апикальную фацию гранитоидного массива. В юго-западном и северо-восточном направлениях от центрального гранитного тела протягивается серия многочисленных субпараллельных даек, продолжающиеся среди вмещающих пород. Отдельные дайки достигают мощности 3-5 м и протягиваются на расстояние до 1 км и более. Обычно дайки сложены средне- и мелкозернистыми гранитами либо гранит-порфирами и фельзитами. Некоторые из них представлены онгонитами с вкрапленниками флюорита. Дайковый пояс приурочен к линейной зоне общего северо-восточного простирания, которая, судя по положению даек, имеет крутое (70-80°) падение в юго-восточном направлении. На раннем этапе становления Хошутулинского гранитоидного плутона в его северной приконтактовой зоне внедрились два сравнительно небольших тела крупнозернистых, иногда порфировидных, амфиболовых щелочных сиенитов. Все главные разновидности гранитных пород, принадлежащие различным фазам Хошутулинского массива, достаточно хорошо ложатся на единую Rb-Sr изохрону с возрастом 224 млн. лет.

На юго-западном окончании исследуемого дайкового пояса расположен сравнительно небольшой Абдарский массив (около 10 км^2), который также залегает среди метаморфизованных песчано-сланцевых пород мандальской серии и сложен лейкогранитами и амазонит-альбитовыми часто с флюоритом гранитами. Значения возраста, определенные Rb-Sr изотопным методом, составляют 209-212 млн. лет. Кроме того для Абдарского массива исследователями приводятся величина εNd T (+1.2), а также возраст протолита T(ДМ-2) = 906 млн. лет [4].

Несмотря на большое разнообразие минеральных ассоциаций исследуемых гранитоидов и принадлежность к разнообразным геохимическим типам, эволюция состава минералов и пород всей серии подчеркивает их генетическое единство от палингенных известково-щелочных гранитов Хошутулинского массива через гранит-порфиры дайкового пояса к редкометалльным Li-F гранитам Абдарского массива. Обособлено от гранитного ряда пород по своим минеральным и геохимическим особенностям находятся сиениты с щелочными амфиболами, имеющие, вероятно, другой магматический источник. Однако как гранитоиды Хошутулинского массива, так и щелочные сиениты имеют довольно близкий низкорадиогенный изотопный состав стронция: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7045-0.70512 в гранитоидах и 0.70447-0.70615 в сиенитах. Изотопные составы обоих типов пород располагаются вблизи области составов гранулитов Центрально-Азиатского складчатого пояса, перекрываясь с областью составов глубоководных осадков активных континентальных окраин и фрагментов океанической коры в составе террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса [2]. Опираясь на данные Rb-Sr изотопной систематики и учитывая геохимические особенности пород исследуемой серии, можно предполагать, что сиениты могли формироваться в результате плавления основных гранулитов нижней части континентальной коры под воздействием поднимающихся мантийных магм. В тоже время генерация магм палингенных известково-щелочных гранитоидов вероятнее всего была связана с процессами плавления осадочного и метаморфизованного протолита.

Гранитоидные породы Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии являются внутриплитными образованиями, расположены в пределах Улаанбаатарского террейна и формировались в два последовательных этапа развития магматизма. Палингенные гранитоиды Хошутулинского массива по геохимическим особенностям соответствуют породам известково-щелочного ряда. Щелочные сиениты, как породы агпаитового ряда, заметно обогащены Ba, Zr, Hf. В то же время для пород дайкового пояса и, особенно для онгонитов, характерно обогащение Rb, Cs, Nb, Ta и Y, и наличие глубоких минимумов по Ba, Sr, La и Ce. Эти же геохимические особенности свойственны амазонит-альбитовым Li-F гранитам Абдарского массива. Гранитный магматизм завершающего этапа формирования интрузивно-дайковой серии является потенциально рудоносным в отношении редкометалльного оруденения.

В Центральной Азии масштабное развитие получил коллизионный и внутриплитный гранито-

идный магматизм, который в палеозое и мезозое сформировал огромные ареалы с крупными батолитами в их центральных частях и с гипабиссальными и субвулканическими магматическими породами различной щелочности и кремнекислотности по периферии ареалов. Большую часть Центральной Монголии занимает раннемезозойский ареал гранитоидного магматизма, в ядре которого расположен крупнейший Дауро-Хентейский батолит. В пределах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии развиты породы разнообразных геохимических типов. Главной геологической и структурной особенностью исследуемой серии является то, что все ее интрузивные и субвулканические образования залегают в единой линейной зоне повышенной проницаемости северо-восточного простирания, которая протягивается к юго-западу от Дауро-Хентейского батолита. Породы исследуемой серии являются раннемезозойскими образованиями, и их возраст варьирует от ранних гранитоидов Хошутулинского массива к поздним редкометалльным гранитам Абдарской интрузии. Геохимические и изотопные различия гранитоидных пород в пределах Абдар-Хошутулинской серии с одной стороны связанны с разными источниками магматизма, а с другой – обусловлены определенной направленностью изменений содержаний элементов в связи с процессами магматической эволюции при формировании пород отдельных геохимических типов. На основании изотопно-геохронологических данных можно предположить, что время формирования всей серии пород интрузивно-дайкового пояса составляет приблизительно 12-15 млн. лет.

Исследования выполняются при поддержке РФФИ, грант № 11-05-00515_а, Ведущей научной школы НШ-65321.2010.5 и Интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-9.3.

ЛИТЕРАТУРА

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

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

3. Коваленко В.И., Кузьмин М.И.. Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР, 1971. Т. 199. № 2. С. 430-433.

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

5. Одгэрэл Д., Антипин В.С. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии. Геология, поиски и разведка рудных месторождений // Издательство Иркутского Государственного технического университета. Выпуск 1(34). Иркутск, 2009. С. 58-68.

Природа пространственно совмещенного базальтового и кислого вулканизма

Анфилогов В.Н.

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

По степени преобладания основного, среднего и кислого вулканизма Ю.А. Кузнецов выделяет два типа магматических формаций: формацию устойчивых областей, в которой резко преобладает базальтовый магматизм и формацию подвижных зон, в которой значительный объем занимают андезиты и риолиты [5]. Различаются эти формации и по масштабам проявления магматических процессов. Магматизм устойчивых областей захватывает большие территории и сопровождается излиянием огромных объемов однообразных по составу расплавов, в то время как магматизм подвижных зон проявляется в виде узких поясов и магматические породы варьируют по составу от базальтов до риолитов.

Стабильность состава базальтовых магм определяется двумя факторами: составом мантийного субстрата, из которого выплавляется базальтовый расплав и механизмом поступления субстрата в зону плавления. Комплекс экспериментальных исследований процесса парциального плавления перидоитов позволяет утверждать, что наиболее вероятным субстратом при выплавлении базальтовой магмы был шпинелевый лерцолит, близкий по составу к предполагаемому составу верхней мантии. Вариации составов пород в пределах магматической формации обусловлены положением промежуточных магматических камер, глубина заложения которых определяет состав расплава, изливающегося на поверхность. Процесс дифференциации расплава в этих камерах не может приводить к формированию в них андезитовых и более кислых расплавов. Они могут образовываться только в результате контаминации материала коры.

Происхождение андезитов и риолитов является одной из не решенных проблем петрологии магматических пород. Особенно сложной является проблема генезиса андезитов в комплементарных сериях, в которых вместе с базальтом и риолитом они образуют единую закономерную последовательность составов [1]. Существует ряд различных гипотез, объясняющих образование андезитов [2, 3]: 1) кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы; 2) частичное плавление пород нижних горизонтов земной коры; 3) частичное плавление субдуцированной океанической коры; 4) частичное плавление мантии; 5) ассимиляция корового вещества базальтовым расплавом. Все они содержат серьезные противоречия и, главное, с позиций этих гипотез нельзя объяснить образование серий базальт – риолит, комплементарных не только по макро-химии, но и по геохимии редких элементов. Излияние базальтовой, андезитовой и риолитовой магм при образовании таких серий происходит, практически, из одного вулканического очага и трудно предположить, что эти магмы поступали в него из разных источников.

В природе наблюдаются два типа базальт-риолитовых ассоциаций: ассоциации, образующие комплементарные серии составов и некомплементарные ассоциации. Широкое проявление комплементарных серий пород ряда базальт – риолит дает основание предполагать, что в природе существует механизм, позволяющий в процессе базальтового магматизма создавать огромные объемы пород кислого и среднего состава без привлечения ксеногенного материала. Этот механизм должен изменять ход кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и приводить к образованию в качестве конечного продукта расплавов среднего и кислого состава. Очевидно, что единственным способом осуществить такой процесс является насыщение базальтового расплава водой, когда этот расплав находится в промежуточной магматической камере на глубине 15-20 км от поверхности, а источник воды во вмещающей породе. Способность водосодержащего базальтового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации давать расплавы андезитового и риолитового состава установлена экспериментально в опытах по плавлению метабазальтов. Важно отметить, что этот процесс происходит при содержании воды равном 1.0-1.5% и, в зависимости от степени плавления, состав расплава меняется от риолитового (степень плавления $\leq 20\%$) до андезитового при степени плавления около 50% [Rapp, Watson, 1995]. Возникает вопрос об источнике воды и способе ее поступления в базальтовый расплав.

При внедрении базальтового расплава в относительно холодные вмещающие породы вокруг магматической камеры возникает температурное поле с большими градиентами температуры [4]. В этих условиях вокруг магматической камеры формируются три флюидных потока: 1 – конвективный поток, в котором движение порового флюида происходит благодаря разности плотности, обусловленной градиентом температуры; 2 – молекулярное течение флюида через стенки магматической камеры; 3 – поток флюида из расплава во вмещающие породы через кровлю магматической камеры. При насыщении базальтового расплава водой, поступающей из породы через стенку магматической камеры, его плотность становиться меньше плотности сухого расплава и он поднимается в верхнюю часть магматической камеры, где литостатическое давление ниже. В результате этого в верхней части магматической камеры формируется слой обогащен-

ного водой расплава, из которого при охлаждении и частичной кристаллизации может образовываться расплав риолитового состава и магматическая «каша», состав которой может варьировать от анндезито-базальта до дацита. При наличии слоя кислого расплава в верхней части камеры, на поверхность будет выдавливаться именно этот расплав, а базальтовая магма, поступающая из зоны генерации, будет заполнять нижнюю часть камеры, компенсируя объем, который освобождается при извержении кислого материала. Образование андезита в промежуточной магматической камере начинается, когда режим непрерывного излияния базальтовой магмы сменяется на периодическое поступление расплава в камеру. Процесс этот достаточно медленный и времени между предыдущей и последующее порциями базальтового расплава должно хватать для насыщения его водой.

Очевидно, что предложенный нами способ образования андезитов не является единственным и в природе реализуются варианты, в которых эти породы образуются при взаимодействии базальтовой магмы с сиалическими породами коры, а также путем частичного плавления метабазальтов [7]. В качестве типичного примера таких андезито-базальтовых формаций, по-видимому, можно рассматривать формацию плато Парана в Бразилии Принципиальным отличием пород этой формации от серий образованных по механизму, рассмотренному выше является низкое содержание Al_2O_3 в андезитах и отсутствие в ее составе высокоглиноземистых базальтов ассоциирующих с андезитами [6].

Характерной особенностью областей развития андезитового вулканизма является образование известково-щелочных базальтов, причем, если андезиты формируют собственные вулканические аппараты, то известково-щелочные базальты изливаются из тех же вулканов, из которых извергаются оливиновые базальты. Образование высокоглиноземистых базальтов происходит на стадии активного вулканизма, когда в магматическую камеру периодически через небольшие промежутки времени поступает расплав оливинового базальта. Так же как и при образовании андезита, этот расплав, насыщаясь водой, поднимается в верхнюю часть камеры, где происходит фракционирование оливина и пироксена и кристаллизация плагиоклаза. Кристаллы плагиоклаза во взвешенном состоянии сохраняются в расплаве в верхней части камеры. При поступлении в камеру новой порции первичной базальтовой магмы эта смесь выдавливается на поверхность, образуя лавовые потоки высокоглиноземистого базальта. Таким образом, ассоциация андезитов и высокоглиноземистых базальтов является генетической ассоциацией, породы которой образуются на разных стадиях насыщения базальтовой магмы водой, поступающей в расплав из вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Анфилогов В.Н.** Использование ASM диаграмм для генетического анализа серий магматических пород // Щелочной магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, 2007. С. 212-222.

2. **Богатиков О.А, Цветков А.А.** Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

3. **Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.** Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.

4. **Кадик А.А., Ступаков Е.П.** Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности // Геохимия, 1970. № 1. С. 43-53.

5. **Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

6. **Billeni G., Comin-Chiaramont P., Marques L.S. et al.** Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana Plateau (Brasil): Geologicqal. Mineralogical and petrochemical relationships // J. Petrol. V. 27. Part 4. 1986. P. 915-944.

7. **Rapp R.P., Watson E.B.** Degidratation melting of metabasalt at 8 – 32 kbar: Implication for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol., 1995. V. 35. N. 4. P. 891-834.

Природа и U-Pb SHRIMP возраст метаморфических комплексов восточной Камчатки

Бадрединов З.Г.[1], Тарарин И.А.[1], Марковский Б.А.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр. 100 лет Владивостоку, 159, badre9@mail.ru
[2]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74, NRS@vsegei.ru

Выходы метаморфических пород на Восточной Камчатке, обнажаются в пределах Хавывенской возвышенности, на о. Карагинском и п-овах Камчатский и Озерной, слагая крупные (до 1,5 км) вытянутые блоки, пространственно ассоциирующие с телами офиолитовых перидотитов и габброидов (Хавывенская возвышенность, о. Карагинский), или формируют отдельные глыбы среди серпентинитового меланжа (п-ова Озерной и Камчатский). Уровень метаморфизма пород варьирует от границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (о. Карагинский, Хавывенская возвышенность) до высокобарной амфиболитовой фации (п-ова Озерной и Камчатский).

Исходными породами, претерпевшими метаморфические изменения на Хавывенской возвышенности и о. Карагинском, являлись вулканогенно-осадочные отложения островодужного (возможно окраинно-континентального) и океанического (офиолитового) формационных типов, пространственно совмещенные в период палеогенового тектонического скучивания [1, 2].

На п-вах Озерной и Камчатский среди метаморфизованных пород реконструируются магматические породы только офиолитового парагенеза.

Согласно существующим представлениям формирование метаморфических пород Камчатки произошло в результате эоценовой коллизии поздний мел-палеогеновой Ачайваям-Валагинской энсиматической дуги (островодужный террейн) с северо-восточной окраиной Азиатского континента, приведшей к утолщению коры и прогреву ее нижних горизонтов за счет подъема астеносферной мантии в зоне отрыва слэба [3, 4, 5]. Однако эта схема неприложима к метаморфическим породам Восточно-Камчатской зоны, так как возраст метаморфических образований Восточных полуостровов (Камчатский, Озерной) древнее периода предполагаемой коллизии.

В настоящей статье представлен новый фактический материал о возрасте метаморфических пород Восточной зоны Камчатки (Хавывенская возвышенность, о-в Карагинский, п-ов Камчатский), позволяющий выделить в рассматриваемом регионе два этапа метаморфизма, сопряженные по времени проявления с этапами активизации магматической деятельности.

Наиболее древним протолитом метаморфических образований Восточно-Камчатской зоны являются осадочно-вулканогенные отложения о. Карагинского (181±1.8 млн. лет). Кроме цирконов данного возраста в метаморфических породах карагинского комплекса установлены цирконы с возрастами: 206.4±2.6; 246.2±2; 391.7±4.8; 428.1±4.9; 498.7±4.6; 513.7±4.8 млн. лет. Диапазон возрастов детритовых цирконов метапород о-ва Карагинского сравним с диапазоном возрастов детритовых цирконов из метапород Срединного кристаллического массива (колпаковская, камчатская, малкинская серии) и неметаморфизованных осадочных отложений укэлаятской и лесновской серий северной части Центральной Камчатки [6, 7, 8], что позволяет предполагать единый источник сноса цирконов для этих отложений. Помимо вулканогенно-осадочных пород в разрезе метаморфического комплекса о. Карагинского, участвуют метаморфизованные габбро и перидотиты офиолитового парагенеза. Конкордатный возраст офиолитовых образований оцененный по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов, составляет: 65±2; 71±1; 71.73±0.97; 74.4±1.1; 76.2±2,9 млн. лет для перидотитов и 65.04±2 и 70.0±3 млн. лет для габбро. Часть цирконов из метагаббро имеет возраст равный 55.2±2 млн. лет, что, вероятно, обусловлено метаморфизмом.

Возраст протолита метаморфических пород Хавывенской возвышенности (хавывенская серия) – 101±11 млн. лет. Время метаморфизма – 53.3±3.2 млн. лет. Это позволяет говорить об одно-

временном раннеэоценовом метаморфизме пород о. Карагинского и Хавывенской возвышенности.

U-Pb SHRIMP возраст цирконов, выделенных из габбро, образующих пластовые тела в верхней толще хавывенской серии Хавывенской возвышенности, равен 101.3±0.70 млн. лет, совпадает с «цирконовым» возрастом протолита метаморфических пород, тогда как возраст цирконов из серпентинизированных гарцбургитов, ассоциирующихся с габбро, имеет значение 63.4±11 млн. лет. Возможно этот возраст (с учетом большой погрешности анализа) отражает возраст метаморфизма.

Метаморфические породы п-ова Камчатский по геологическому положению (блоки и глыбы среди серпентинитового меланжа), составу протолита (толеитовые базальты, кремни и габброиды офиолитовой ассоциации) и P-T-условиям метаморфизма (полифициальный метаморфизм: высокобарический амфиболитовой фации на первом этапе и зеленосланцевый – на втором) сопоставимы с метаморфическими породами п-ова Озерной и их следует объединять в единый метаморфический комплекс.

Возраст раннего высокобарического этапа метаморфизма п-ова Камчатский, оцененный по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов по данным [9, 10], составляет 81.4±9.6 млн. лет, что совпадает с результатами U-Pb изотопии цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский (77.6±4.6 млн. лет), полученными нами, и близко возрасту формирования габброидных пород и плагиогранитов офиолитового парагенеза [11]. Для краевых зон метаморфогенного циркона гранатовых амфиболитов получен возраст – 51.5±8.6 млн. лет, соответствующий возрасту второго раннеэоценового этапа метаморфизма (50-55 млн. лет), приведшего к диафторическим изменениям гранатовых амфиболитов.

Таким образом, данные U-Pb SHRIMP изотопии цирконов из метаморфических комплексов Восточной Камчатки позволяют выделить в этой зоне метапороды двух временных интервалов: позднемелового (75-80 млн. лет) и раннеэоценового (50-55 млн. лет). Позднемеловой метаморфизм затронул породы офиолитового комплекса (океанические базальты, кремни и габбро) и фиксируется в крупных глыбах и блоках серпентинитового меланжа восточных полуостровов Камчатский и Озерный. Это локальный офиолитовый метаморфизм, предположительно связанный с внедрением астеносферных диапиров (офиолитовых перидотитов) в нижние горизонты земной коры. Для него характерно: 1) пространственная ассоциация метаморфических пород с габро-передотитовыми массивами; 2) высокие давления (9-10 кбар) и температуры (700-800° С); 3) участие в составе протолитов пород расслоенного кумулятивного комплекса, наряду с толеитовыми базальтами и кремнями; 4) возраст метаморфизма, синхронный с периодом становления офиолитовых перидотитов и габбро; 5) отсутствие среди метаморфизованных пород островодужных и окраинно-континентальных образований.

Метаморфизм раннеэоценового времени, зафиксирован в метапородах Хавывенской возвышенности, о. Карагинского и в виде диафтореза, проявился на п-ове Камчатский. Он соответствовал границе зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (давление 4-6 кбар, температура 300-500° С) и носил региональный характер. Метаморфические породы раннеэоценового возраста установлены в Срединном хребте Камчатки [3, 4, 5]. Раннеэоценовый этап метаморфизма синхронен завершающей интрузивной стадии поздний мел-раннепалеогенового базитового островодужного магматизма Камчатки и, вероятно, обусловлен подтоком флюидов и тепла, сопровождавших этот магматизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тарарин И.А. Геохимические особенности и геотектоническая обстановка формирования метаморфических пород в аккреционной призме о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Геохимия, 1999. № 9. С. 967-975.

2. Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. и др. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // ДАН, 2010. Т. 431. № 2. С. 238-241.

3. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный Мир, 2003. 224 с.

4. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж. К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника, 2008. № 6. С. 70-91.

5. Чехов В.Д., Сухов А.Н. Два типа аккреции внутриокеанических островных дуг в Корякско-Камчатском регионе // ДАН, 2009. Т. 428. № 1. С. 75-79.

6. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // J. Geol., 2002. V. 110. N. 3. P. 271-289.

7. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа // М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. В. 577).

8. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci., 2009. V. 309. N. 5. P. 333-396.

9. Осипенко А.Б., Конилов А.Н., Савельев Д.П. и др. Геология и петрология амфиболитов полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка // Петрология, 2005. Т. 13. № 4. С. 421-448.

10. Осипенко А.Б., Сидоров Е Г., Шевченко С.С. и др. Геохимия и геохронология цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Геохимия, 2007. № 3. С. 259-268.

11. Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U-Pb-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН, 2006. Т. 408. № 4. С. 500-502.

Сравнение микроэлементного состава минералов из пироксенитов мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) и жильных пироксенитов из ксенолитов Авачинского вулкана (Камчатка)

Белоусов И.А.[1,3], Бенард А.[2], Соболев А.В[1,3,4]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991, г. Москва, ул. Косыгина, 19
[2]Université de Lyon, Université J. Monnet, 42023 Saint Etienne & UMR6524-CNRS, France
[3]Max-Planck-Institut für Chemie, Abt. BioGeochemie, Postfach 3060, 55020 Mainz, Germany
[4]Institut des Sciences de la Terre, Universite J. Fourier, 1381, Rue de la Piscine
38400 St-Martin D'Heres, France

Процессы транспорта расплавов в надсубдукционной мантии малоизученны, поскольку мантийные ксенолиты достаточно редки в продуктах вулканов островных дуг. В то же время, они могут оказывать значительное влияние на состав расплавов в случае, если они находятся вне равновесия с окружающими перидотитами. Авачинский вулкан представляет одно из немногих мест, где они были обнаружены и изучены [3]. Помимо ксенолитов процессы транспорта расплавов могут быть проявлены в мантийных разрезах офиолитовых комплексов, в случае, если их формирование происходило в надсубдукционных условиях. Во многих из них наряду с дунитовыми каналами, по которым предположительно происходит транспорт расплавов в областях срединно-океанических хребтов [4], присутствуют пироксенитовые жилы. Многие из них, в том числе и пироксениты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал), имеют геохимические характеристики, свидетельствующие о формировании в надсубдукционных условиях [1]. В качестве механизма формирования пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива предполагается реакция расплавов/флюидов с бонинито-подобными геохимическими характеристиками с вмещающими перидотитами, совмещенная с кристаллизацией. Об этом свидетельствуют повышенные значения магнезиальности клинопироксена по сравнению с клинопироксенами из бонинитов и пониженные по сравнению с клинопироксенами из вмещающих перидотитов. Клинопироксены из них имеют субпараллельные спектры распределения редких элементов сходные со спектрами из клинопироксенов из бонинитов верхних подушечных лав массива Троодос (о. Кипр) (рис. 1). В то же время преобладание пироксенов и очень редкие зерна оливина в пироксенитах свидетельствуют о повышенных содержаниях кремнезема в родоначальных для пироксенитов расплавах. Кроме того, практически во всех пироксенитах был обнаружен высоко-глиноземистый амфибол (высокомагнезиальная роговая обманка), что свидетельствует о высоких концентрациях флюида. Содержания несовместимых элементов в амфиболах имеют ши-

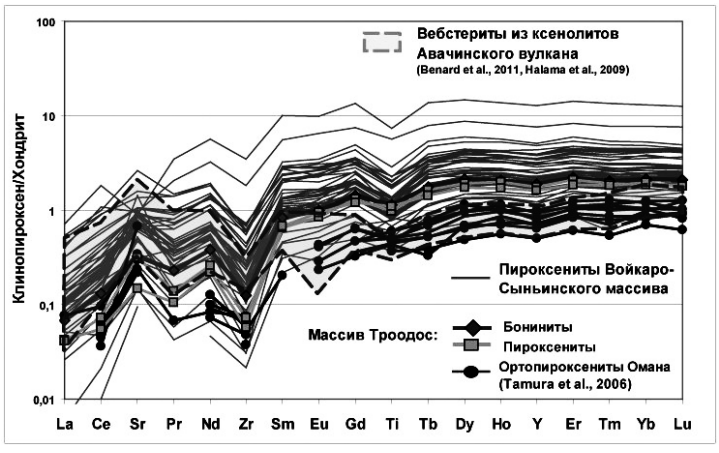

Рис. 1. Составы клинопироксена из пироксенитов мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива по сравнению с клинопироксеном из вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана и других надсубдукционных обстановок.

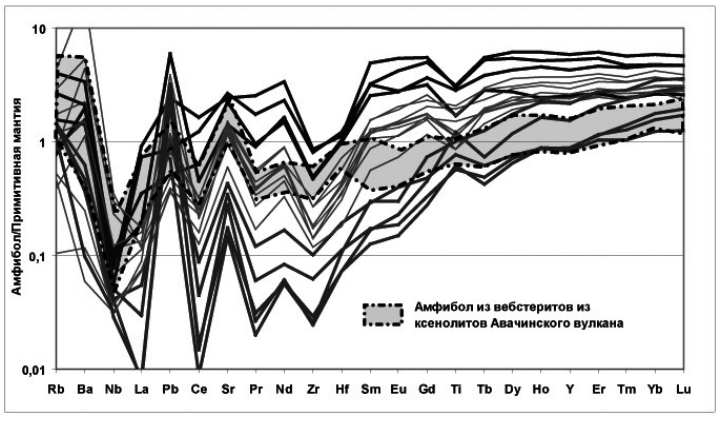

Рис. 2. Составы высокоглиноземистой роговой обманки из пироксенитов мантийного разреза Войкаро-Сыньинского массива по сравнению с составами амфибола из вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана.

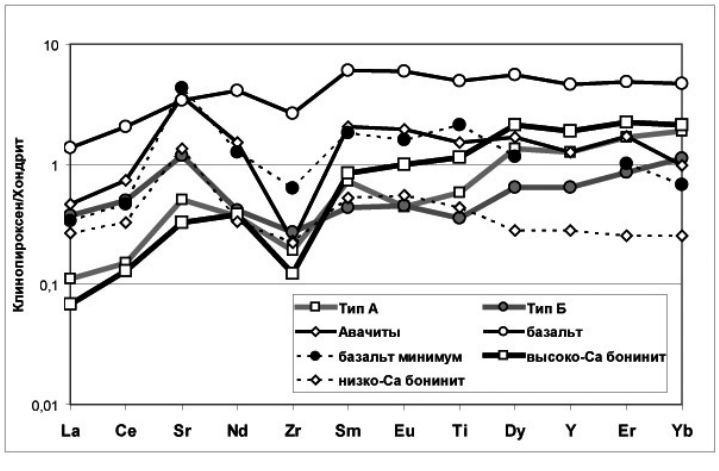

Рис. 3. Составы клинопироксенов из двух типов жильных пироксенитов из гарцбургитовых ксенолитов из андезитов Авачинского вулкана по сравнению с клинопироксенами из авачитов [2], надсубдукционных базальтов [6] и различных типов бонинитов [5].

рокий спектр составов изменяясь от достаточно обогащенных до весьма обедненных, иллюстрируя смену воздействующего субстрата с расплаво-подобного на флюидо-подобный (рис. 2).

В ксенолитах мантийных перидотитов Авачинского вулкана были также обнаружены жильные пироксениты. Они были разделены на две группы (рис. 3). Клинопироксены одной из них также имеют бонинито-подобные характеристики, в то время как клинопироксены из другой имеют более высокие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ и ближе по составу к наиболее обедненным РЗЭ клинопироксенам из надсубдукционных базальтов [6], однако имеют более низкие содержания СРЗЭ. Клинопироксены из этой группы имеют спектры распределения редких элементов сходные с клинопироксенами из пироксенитов из района р. Лагорта-Ю – наиболее обедненных РЗЭ среди пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива и имеющих наибольшие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ. Кроме того, клинопироксены из авачитов [2] также имеют составы близкие к этой группе веб-

стеритов (рис. 3), что также позволяет предположить для них базальтовый состав родоначальных расплавов.

Таким образом, клинопироксены и амфиболы из большинства вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана имеют более высокие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ по сравнению с их составами в пироксенитах Войкаро-Сыньинского массива и их родоначальные расплавы были близки к типичным надсубдукционным базальтам. В то же время расплавы родоначальные для пироксенитов Войкаро-Сыньинского массива и некоторых вебстеритов из ксенолитов Авачинского вулкана были ближе к бонинитам. Причем, чем более обогащенные РЗЭ являются составы клинопироксенов, т.е выше степень дифференциации, тем выше модальное количество оливина в пироксенитах. Таким образом, можно предположить, что бонинитовые расплавы становятся насыщены оливином в результате реакции с вмещающими перидотитами. Формирование пироксенитов происходило вдоль трещин при миграции по ним примитивных надсубдукционных расплавов с повышенными содержаниями кремнезема, что вызывало их реакцию с вмещающими перидотитами совмещенную с кристаллизацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал. Доклады Академии Наук, 2009. Т. 429. № 2. С. 238-243.

2. Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В., Осипенко А.Б., Миронов Н.Л. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). I. Общая характеристика, состав пород и минералов. Петрология, 2005. Т. 13. № 2. С. 115-138.

3. Bénard A., Belousov I.A., Ionov D.A. Primary arc melts from mantle wedge of Kamchatka: websterite veins in andesite-hosted harzburgite xenoliths, 2011. In press.

4. Kelemen P.B., Shimizu N. and Salters V.J.M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. Nature, 1995. V. 375. P. 747-753.

5. Konig S., Munker C., Schuth S., Luguet A., Hoffmann J.E. and Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2010. V. 74. P. 684-704.

6. Yogodzinski G.M. & Kelemen P.B. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. Earth and Planetary Science Letters, 1998. V. 158. P. 53-65.

Гранитообразование в зоне перехода континент-океан по данным Sm-Nd-Sr-O изотопии

Валуй Г.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Проблема генезиса гранитных магм продолжает привлекать внимание исследователей различного профиля и активно обсуждается в современной геологической литературе [4, 5 и др.]. Этап геологического и петрологического изучения гранитоидных интрузивов сменился этапом изотопных исследований, которые позволяют установить не только условия кристаллизации, но и источники гранитных расплавов.

Автором впервые получены Sm-Nd-Sr-δ^{18}O – изотопные характеристики пород некоторых гранитоидных интрузивов Приморья. Объектами исследования явились позднемеловые-палеогеновые магнетитовые гранитоиды приморской серии – Опричненский, Дальнегорский, Бринеровский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский массивы (Восточный Сихотэ-Алинь) [1, 2], образовавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, и альб-сеноманские ильменитовые гранитоиды татибинской серии – Водораздельный и Зимний (Центральный Сихотэ-Алинь), Успенский и Ливадийский массивы (Южно-Приморская зона), а также эоценовые щелочные граниты мыса Орлова, сформировавшиеся в условиях трансформной континентальной окраины,

согласно геодинамическим реконструкциям А.И. Ханчука [7].

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

Величина εNd для изученных пород колеблется от +1.69 (гранодиориты Ливадийского массива) до -5.1 (адамеллиты Дальнегорского массива). Положительные значения εNd, обнаруженные для позднемеловых – палеоценовых гранитов восточной части Сихоте-Алинского вулканического пояса – Опричненского (+0.94) и Валентиновского (+0.05 и +0.17) массивов и гранодиоритов Ливадийского интрузива (+1.69), показывают, что эти породы могли произойти из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в более ранний период времени [5].

Большая часть изученных образцов имеет отрицательное значение εNd, что свидетельствует об их происхождении путем переработки или ассимиляции древних коровых пород, в которых отношение Sm/Nd было понижено при первоначальном отделении их от хондритового резервуара. Самые большие отрицательные величины εNd имеют позднемеловые-палеоценовые породы массивов западной части Восточного Сихотэ-Алиня –дальнегорские адамеллиты (-5.13), николаевские габбро-диориты (-3.42) и раннемеловые гранодиориты (-3.29) и граниты (-3.14) Успенского массива трансформной континентальной окраины.

Большинство изученных мел-палеогеновых гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня имеет достаточно низкие значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7032-0.7034 для диоритов и гранодиоритов, и 0.704-0.706 для гранитов), тогда как для ранне-меловых гранитоидов Успенского массива оно составляет 0.707. Самыми высокими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ обладают самые молодые эоценовые щелочные граниты мыса Орлова (0.7083, обр. В-1053а). Как было показано ранее [1, 2] вкрест простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса происходит углубление магматических очагов от 12-15 км (Прибрежная зона) до 18-20 км (Дальнегорский район) и в этом же направлении происходит возрастание первичного отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$): в диоритах Опричненского массива оно составляет 0.7034 (обр. В-300), тогда как в габбро-диоритах Николаевского массива -0.7059 (обр. В-1554а), в прибрежных гранитах – 0.704-0.705, а в дальнегорских адамеллитах – 0.706 (обр. В-1498о).

Для генетической интерпретации полученные результаты анализов были нанесены на диаграммы «$\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$» и «$^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$», на которых показаны вариации изотопных характеристик земных пород с точками составов изученных гранитоидов (рис. 1) и линии смешения расплавов для пород континентальной коры (гранитов и гранулитов) и континентальных толеитовых базальтов, смешанных в различных соотношениях [5].

На диаграмме $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ точки изученных гранитоидов лежат в поле измененных океанических базальтов (гранодиориты Ливадийского, адамеллиты Зимнего и монцониты Лапшина, а гранодиориты Криничного и Успенского массивов – в поле офиолитовых базальтов, тогда как граниты Успенского – в поле граувакк).

На диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ точки изученных пород располагаются на продолжении линии «мантийной последовательности», преимущественно в верхней левой части IV квадранта, тяготея в основном к гиперболе смешения «базальт-гранулит» с небольшой долей последнего в расплаве (около10%), что может свидетельствовать об их происхождении из расплавов, возникших при контаминации мантийных расплавов гранулитами с низким отношением $^{143}Nd/^{144}Nd$и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в связи с тем, что они были обеднены Rb во время их образования. Составы наших гранитов занимают на этой диаграмме промежуточное место между калифорнийскими батолитами и каледонскими гранитами Шотландии [5].

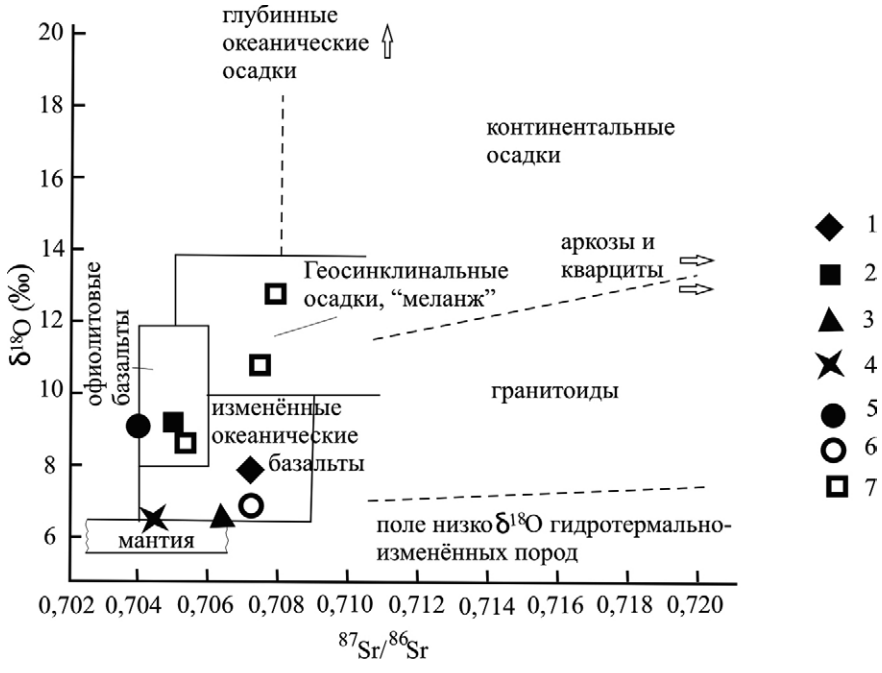

Рис. 1. Вариации изотопных составов земных пород с точками составов изученных гранитоидов [5, 6].
1 – монцонит (кл. Лапшин); 2 – гранит (Водораздельный); 3 – адамеллит (Зимний); 4– гранодиорит (Криничный); 5 – гранодиорит (Ливадийский); 6 – гранит (Гродековский); 7 – гранодиорит и гранит (Успенский).

Модельные Sm-Nd датировки, полученные для изученных образцов, свидетельствуют о том, что материнские расплавы меловых и мел-палеогеновых гранитоидов Приморья могли произойти из магм, ведущих свое происхождение из мантии, и контаминированных нижнекоровыми породами протерозойского возраста. Протерозойские породы на территории Приморья обнажаются в пределах Ханкайского массива и согласно [3] представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, εNd которых равно +3.8 согласно [3]. Возможно именно они или продукты их разрушения и послужили источником первичных магм рассматриваемых интрузивов.

Таким образом, позднемеловые-палеогеновые гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, формировавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, характеризуются более низкими и даже положительными εNd, более низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в целом по сравнению с гранитоидами западной части вулканического пояса (Дальнегорские адамеллиты и Николаевские габбро) и раннемеловыми Успенскими (Южно-Приморская зона) и эоценовыми гранитами мыса Орлова, образовавшимися в геодинамической обстановке трансформной окраины, изотопная характеристика которых свидетельствует о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

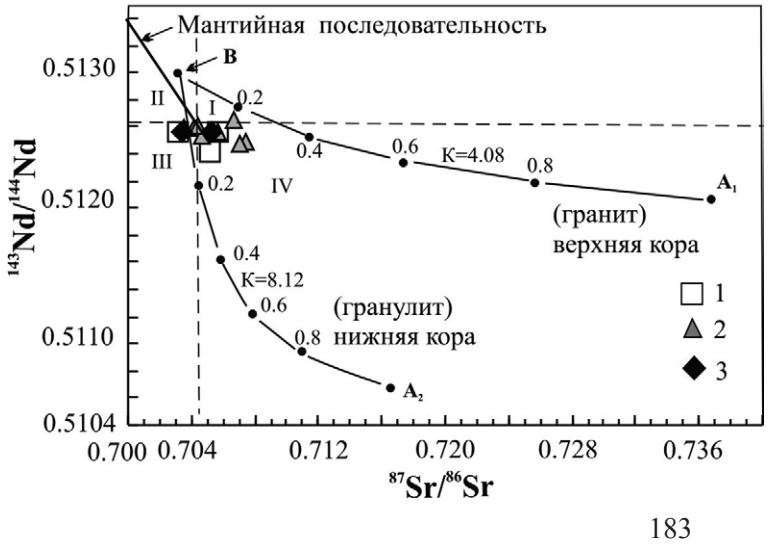

Рис. 2. Зависимость $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья. Гиперболы смешения для пород континентальной коры (A_1 и A_2) и континентальных толеитовых базальтов (B), смешанных в различных соотношениях, и I – IV по [3]. Значками обозначены: 1 – гранодиорит, 2 – гранит, 3 – диорит.

В целом, впервые полученные автором Sm-Nd и Rb-Sr изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов Приморья свидетельствуют об их образовании из расплавов, ведущих свое происхождение из мантии с небольшой долей корового компонента, что характерно для пород молодой коры, формирующейся в зоне перехода континент-океан.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Валуй Г.А.** // Тихоокеан. геология, 2004. Т. 23. С. 37-51.
2. **Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А.** // ДАН, 2008. Т. 420. № 3. С. 363-367.
3. **Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З. и др.** // ДАН, 2000. Т. 374. № 6. С. 813-815.
4. **Покровский Б.Г.** Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. Тр. ГИН, 2000. Вып. 535. М.: Наука, МНК «Наука/Интерпериодика». 226 с.
5. **Фор Г.** Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
6. **Taylor H.P.** The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneus rocks // Earth and Planet Sci. Lett., 1980. V. 47. N. 2. P. 243-254.
7. **Khanchuk A.I.** // Earth Sci., 2001. V. 55. N. 5. P. 275-291.

Новые данные о проявлении палеозойского магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна Северо-Азитского кратона

Вах А.С.[1], Авченко О.В.[1], Киселев В.И.[1], Сергеев С.А.[2], Пресняков С.Л.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159
[2]Центр изотопных исследований
Всероссийского научно-исследовательского геологического института
199106, г. Санкт-Петербург, Средний проспект, 74

В пределах Селенгино-Станового террейна, расположенного в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона, среди метаморфических пород могочинской серии, широко развиты массивы гранитоидов позднестанового комплекса. Они рассматриваются как ранняя субфаза главной фазы тукурингрского комплекса, образования которого повсеместно развиты в пределах рассматриваемого региона [4]. Традиционно возраст гранитоидов этих комплексов с большой долей вероятности принимается как раннепротерозойский. Их формирование обычно связывают с интенсивной гранитизацией архейских пород фундамента южной окраины Алдано-Станового щита [7]. Однако, по данным последних изотопно-геохимических исследований, выполненных U-Pb методом по цирконам, для раннепротерозойских гранитоидов позднестанового и тукурингрского комплексов был установлен раннемеловой (138-142 млн. лет) возраст [2, 5]. Столь противоречивые данные не позволяют сформировать обоснованную геодинамическую модель эволюции геологических структур северного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса.

Одним из крупных гранитоидных массивов в пределах рассматриваемой территории, который, как считается, относится к образованиям позднестанового возраста, является Хайктинско-Орогжанский массив. Поскольку этот массив вмещает Березитовое золото-полиметаллическое месторождение, возраст его представляет особенный интерес. Массив сложен преимущественно порфировидными биотит-роговообманковыми и лейкократовыми биотитовыми гранитами, а также гнейсовидными гранодиоритами. Содержание SiO_2 в породах рассматриваемого массива варьирует в диапазоне 65-75 масс. %, при концентрации K_2O 2.5-5 масс. %, что соответствует средне- и высокалиевой известково-щелочной серии. На дискриминационных диаграммах составы пород располагаются в поле гранитов M-, I-, S-типов. Для них характерно слабо фракционированное распределение РЗЭ с обогащением легкими и обеднением тяжелыми лантаноидами (L_{an}/Y_{bn} – 6-17), а также наличие четко выраженной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* – 0.70-0.85). Мультиэлементные спектры характеризуются положительными Ba, Sr, W, Pb, Zn и отрицательными Cr, Co, Ni, Cs, V, Y аномалиями.

Авторами было проведено первое определение возраста гранитов на основе датирования единичных зерен цирконов двумя различными методами: 1 – с помощью прецизионного ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) и 2 – методом лазерной абляции на масс-спектрометре LA-ICP-MS в ДВГИ ДВО РАН. Методом SHRIMP-II изучались только краевые части зональных цирконов, а LA-ICP-MS – как краевые, так и центральные гомогенные ядра цирконов. Все определения были проведены в пределах одного полированного аншлифа, где цирконы были имплантированные в эпоксидную смолу совместно со стандартами TEMORA. Датировки цирконов методом LA-ICP-MS осуществлялась в пределах одних и тех же зерен цирконов, и по возможности в тех же точках, где были получены датировки с помощью метода SHRIMP-II.

Установлено, что полученные с помощью двух различных методов датировки изотопного возраста для зональных периферийных частей цирконов из порфировидных гранитов Хайктинско-Орогжанского массива практически одинаковы (рис. 1). По данным SHRIMP-II, возраст цирконов, рассчитанный по восьми точкам, составляет 344.8±3.3 млн. лет, а по результатам LA-ICP-MS, рассчитанный по 9 точкам – 344.9±7.8 млн. лет. Конкордантный возраст для ядерных частей цирконов, полученный с помощью метода LA-ICP-MS, рассчитанный по 11 точкам, составляет 354.8±2.0 млн. лет. Однако, при этом, в ядерных частях отдельных цирконов были выявлены и более древние датировки, конкордантный возраст которых составляет 1827.8±42.5 млн. лет, а дискордантный – 1476.7±38.3 млн. лет.

Результаты геохронологических исследований позволяют считать, что гранитоиды Хайктинско-Орогжанского массива по возрастным датировкам относятся не к раннепротерозойским образованиям позднестанового комплекса, а, вероятней всего, к самостоятельному комплексу гранитоидов позднего палеозоя, точнее – к раннему карбону. При этом установленный древний возраст ядерных частей циркона из гранитов массива близок к датировкам возраста гранулитового метаморфизма (1873±8 млн. лет), проявленного в пределах Могочинского блока Селенгино-Станового террейна [1]. Эти данные позволяют предполагать, что формирование палеозойских гранитоидов Хайктинско-Орогжанского массива происходило за счет древнего метаморфического фундамента протерозойского времени.

Результаты датировок цирконов хорошо увязываются с данными по геологии и тектоники забайкальского звена северного обрамления западной части Монголо-Охотского складчатого пояса, согласно которым широкое развитие на данной территории палеозойского магматизма, в интервале 300-340 млн. лет, обосновано широким проявлением субдукционных процессов в связи с коллизией Амурской мегаплиты и Сибирского континента [3].

Полученные новые данные позволяют с позиции взаимодействия литосферных плит по-новому взглянуть на геодинамическую природу формирования рудно-магматических систем в пределах Селенгино-Становой террейна. Они свидетельствуют о том, что гранитоиды Хайктинско-Орогжанского массива представляют собой один из фрагментов проявления единого палеозойского магматизма в пределах приамурского звена северного обрамления Монголо-Охотской орогенного пояса. Их формирование могло быть связано с процессами субдукции океанической литосферы Монголо-Охотского океана под окраину Сибирской платформы. Установленный возраст Хайктинско-Орогжанского массива, таким образом, укладывается в высказанные ранее рядом автором представления об особенностях геодинамического режима формирования орогенных поясов, обрамляющих Северо-Азиатский кратон [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.

2. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Возраст станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SRIMP-II) // ДАН, 2007. Т. 421. № 3. С. 365-368.

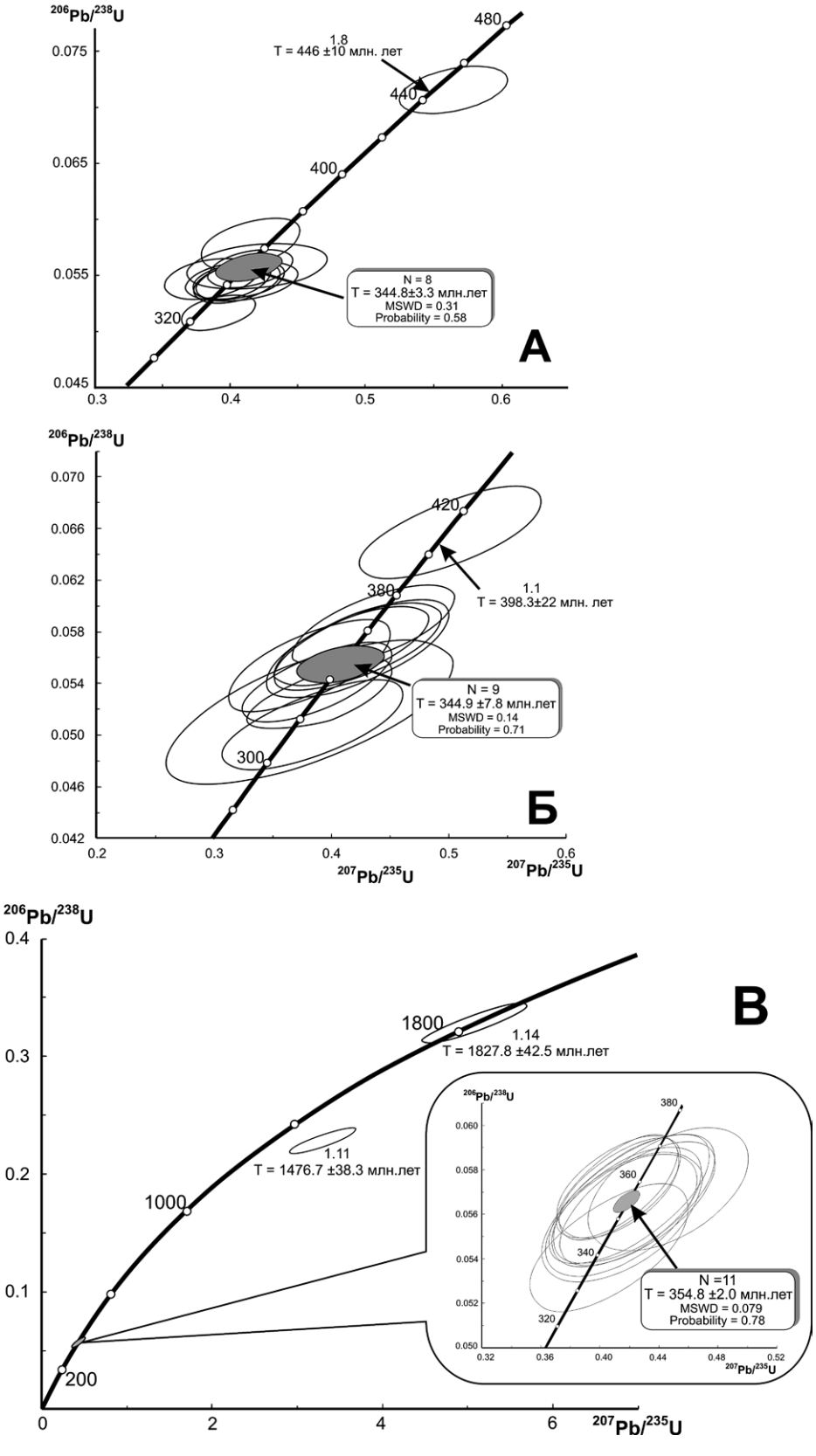

Рис. 1. Диаграммы с конкордиями для краевых зон (А, Б) и ядерных частей (В) зерен цирконов из гранитов Хайктинско-Орогжанского массива, выполненных методом SHRIMP-II (А) и методом LA-ICP-MS (Б, В). На врезке диаграммы В показан фрагмент конкордии в области возрастного диапазона 320-360 млн. лет. В рамках приведены результаты расчета конкордантного возраста по совокупности измерений, в овалах показаны значения возраста для единичных измерений.

3. Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Сравнительная геохимия и возраст палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 7. С. 900-1002.

4. Козак З.П., Вахтомин К.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. 2-е издание. Становая серия. N-51-XIV (Тахтамыгда) СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингрского комплекса (Джугджуро-Становой складчатой область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология, 2001. Т. 9. № 4. С. 417-432.

6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

7. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. 309 с.

Стресс-граниты и сподуменовые пегматиты Центральной Азии

Владимиров А.Г.[1,2,3], Смирнов С.З.[1,2], Анникова И.Ю.[1], Мороз Е.Н.[1], Котлер П.Д.[2], Михеев Е.И.[2], Гаврюшкина О.А.[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН г. Новосибирск, Россия, vladimir@igm.nsc.ru

[2]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия, pashkova@lab.nsu.ru,

[3]Томский государственный университет, г. Томск, Россия, labspm@ggf.tsu.ru

Настоящий доклад посвящен анализу тектонической позиции сподуменовых пегматитов – специфических литиеносных жил гранитного состава [4, 8]. В отличие от «классических» пегматитов, формирующихся в спокойной тектонической обстановке в результате «внутрикамерной» кристаллизационной дифференциации гранитной магмы, сподуменовые пегматиты, как правило, слагают протяженные дайковые пояса или рои даек, вплоть до гипабиссальных штоков (Алаха, Горный Алтай) и стволов, напоминающих трубки взрыва (Когтогай, Китай). Сподуменовые пегматиты всегда и везде приурочены к долгоживущим сдвигово-раздвиговым деформациям литосферы и вместе с тем обнаруживают тесную пространственно-временную связь с стресс-гранитами. Главная цель доклада – обосновать индикаторную роль стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов для реконструкции геодинамических обстановок и металлогенического прогнозирования на редкие элементы (Li, Rb, Cs, Ta, Nb). Актуальность поставленной проблемы связана с интенсивным развитием новых технологий в атомной и электрохимической энергетике, требующих кардинально переоценить уже известные редкометалльные месторождения и наметить новые критерии поиска [6, 7]. В основу доклада положены структурно-петрологические, геохимические и геохронологические данные, в которых дана характеристика стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов Южной Сибири и Восточного Казахстана (таблица).

Термин «стресс-граниты» введен в геодинамический анализ при изучении кайнозойских гранит-лейкогранитов Южного Памира [1]. Было показано, что стресс-граниты неотъемлимо связаны с бластомилонитами и милонитами во вмещающей метаморфической раме, но их отличие от «классических» анатектических мигматитов и гранитов заключается в особенностях флюидного режима при коллизионно-сдвиговом тектогенезе на глубинных уровнях земной коры [2]. С тех пор были проведены систематические исследования на различных геологических полигонах, подтвердившие индикаторную значимость стресс-гранитов при анализе коллизионных горно-складчатых сооружений [3].

Как видно из обзорной таблицы, неразрывная связь стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов характерна не только для Памиро-Гималайской коллизионной системы (кайнозой), но и для Центральной Азии в целом (фанерозой). Особое место занимают докембрийские сподуменовые пегматиты Восточного Саяна, для которых стресс-граниты пока не диагностированы, однако выявлен резкий временной разрыв (200-150 млн. лет) с вмещающими гранитами саянского комплекса. По мнению В.Е. Загорского и др. [5], это свидетельствует о двух принципиально различных геодинамических обстановках формирования литиеносных гранитно-пегматитовых систем.

Таблица. Структурная позиция и возраст стресс-гранитов и сподуменовых пегматитов Центральной Азии (на примере Южной Сибири и Восточного Казахстана)

Район, месторождение	Геологическое строение	Возраст, млн. лет (метод)	Литературные источники
1	2	3	4
Юго-западное обрамление Сибирской платформы, PR			
Восточный Саян Гольцовое, Урикское, Бельско-Белоречинское месторождения редких элементов	Урикско-Ийский грабен		
	• Гранитоиды саянского комплекса	1858 (U-Pb)	[Гладкочуб и др., 2002; Левицкий, 2002]
	• Сподуменовые пегматиты	1692 (Rb-Sr)	[Макагон, 2005, 2011]
Центрально-Азиатский складчатый пояс *Алтае-Саянский плюм, $Є_3$-O_1*			
Западное Прибайкалье Нарин-Кунта, Тажеран, рудопроявления редких элементов	Ольхонская коллизионно-сдвиговая система		
	• Граниты шаранурского комплекса	470±5 (U-Pb, Ar-Ar)	[Юдин и др., 2005, Владимиров и др., 2011]
	•Амазонитовые пегматиты	470±5 (U-Pb, Ar-Ar)	[Юдин и др., 2005, Владимиров и др., 2011]
Республика Тыва Тастыгское, Сутлугское и другие месторождения редких элементов	Южно-Сангиленский глубинный разлом		
	• Гранитоиды кыстарсского комплекса	508-488 (U-Pb)	[Кузнецова, Шокальский, 2011]
	• Сподуменовые пегматиты	494±7 (U-Pb) 483±7 (U-Pb)	[Кузнецова, Шокальский, 2011]
Минусинский (Рудно-Алтайский) плюм, D_{1-2}			
Горный Алтай, Горная Шория Ташелгинское (Мраморное), Прителецкое месторождения редких элементов	Кузнецко-Алатаусский глубинный разлом		
	• Гранитоиды кистальского комплекса ($D_{1,2}$)	D_{1-2}(?)	[Шокальский и др., 2001]
	• Сподуменовые пегматиты	407±12	[Уваров и др., 2007]
Таримский плюм, C_3-P_1			
Большой Алтай Восточно-Казахстанская область Асубулакское, Белогорское, Огневское и другие месторождения редких элементов	Иртышская сдвиговая зона и Калбинский полихронный батолит		
	• Граниты калбинского комплекса	295-286 (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar)	[Владимиров и др., 2001]
	• Сподуменовые пегматиты	292±4 (Ar-Ar)	[Крук и др., 2007]
	• Лейкограниты монастырского комплекса	284±4 (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar)	[Крук, неопубликованные данные]
Республика Тыва Сольбердерское рудное поле редких элементов (Шук-Бюль, Кара-Адырь)	Глубинный разлом, стресс-граниты не диагностированы. • Сподуменовые пегматиты	292±5 (U-Pb)	[Кузнецова, Шокальский, 2011]

Сибирский плюм, P_2-T_1			
Горный Алтай Алахинское и Калгутинское месторождения редких элементов	Сдвиговая тектоника Алтае-Монгольского микроконтинента		
	• Граниты чиндагатуйского комплекса	200-192 (U-Pb)	[Владимиров и др., 2001; Анникова и др., 2006]
	• Сподуменовые гранит-порфиры алахинского комплекса	200-192 (U-Pb, Rb-Sr)	[Владимиров и др., 1997, 1998]
Монголо-Охотский складчатый пояс, J_3-K_1			
Республика Бурятия Забайкальская редкометалльная провинция. Завитинское, Седловское и другие месторождения редких элементов	Монголо-Охотская сутура		
	• Граниты «шахматинского» комплекса	169±3 (U-Pb)	[Загорский, Бескин, Шокальский, 2011]
	• Граниты кукульбейского комплекса	147-140 (U-Pb)	[Загорский, Бескин, Шокальский, 2011]
	• Сподуменовые пегматиты	130±3 (U-Pb)	[Загорский, Бескин, Шокальский, 2011]
	Монголо-Охотская сутура		

Примечание: ссылки на литературные источники см. [7].

Для докембрийской зрелой континентальной коры эти системы контролируются глубинными разломами, для фанерозоя – обнаруживают тесную связь с постколлизионными обстановками. Важно подчеркнуть, что в том и другом случае определяющую роль играют внутриконтинентальные сдвигово-раздвиговые деформации литосферы. В заключение необходимо отметить, что, по крайней мере, для фанерозойского времени в Центральной Азии обнаруживается отчутливая корреляция с активностью плюмов. Это означает, что стресс-граниты и сподуменовые пегматиты Центральной Азии необходимо рассматривать как петрологические индикаторы воздействия плюмов на коллизионные системы, что обеспечивает поступление энергии и вещества из верхней мантии в условиях реологического расслоения земной коры и интенсивных сдвигово-раздвиговых деформаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП № 29 «Литий России», Программы фундаментальных исследований «Индикаторы процессов крупномасштабного внутриконтинентального тектогенеза» (проект ОНЗ 10.3), а также проектов РФФИ (№№ 09-05-01153, 10-05-00913-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Смирнов В.Н. О полихронной природе Памирско-Шугнанского плутона высокоглиноземистых гранитов (Юго-Западный Памир) // Докл. АН Тадж. ССР, 1987. Т. 30. № 1. С. 52-55.

2. Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Руднев С.Н. Два типа синметаморфических гранитов в коллизионных обстановках // Докл. РАН, 1996. Т. 348. № 1. С. 85-88.

3. Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Кармышева И.В., Корнева И.Б., Михеев Е.И. Синметаморфические стресс-граниты – петрологический индикатор коллизионно-сдвиговых деформаций на глубинных уровнях земной коры // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Екатеринбург, 2010. Т. I. С. 122-123.

4. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М., Л.Г. Кузнецова и др. Редкометалльные пегматиты // Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1997. (Гранитные пегматиты; Т. 2). 278 с.

5. Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Владимиров А.Г., Михеев Е.И., Савинский И.А., Котлер П.Д. Геотектоническое положение месторождений сподуменовых пегматитов Сибири // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Екатеринбург, 2010. Т. I. С. 245-247.

6. Кременецкий А.А., Архипова Н.А., Усова Т.Ю. (ред.). Редкие металлы России: минерально-сырьевая база,

освоение, производство, потребление // Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Москва, ИМГРЭ, 2011. 201 с.

7. Ляхов Н.З., Владимиров А.Г., Исупов В.П. (ред). Литий России: минерально-сырьевая база, инновационные технологии, экологическая безопасность // Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2011. 197 с.

8. Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. М.: Недра, 1987. 224 с.

Роль процессов коллизии и субдукции в фанерозойском базитовом магматизме юга Сибирского кратона

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Мазукабзов А.М.

Институт земной коры СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Анализ петрологии и геохронологи базитовых комплексов южного фланга Сибирского кратона и прилегающих областей Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПС), проведенный авторами работы [1] показал, что в истории базитового магматизма палеозоя – раннего мезозоя рассматриваемого региона могут быть выделены три основных пика. Первый (около 500 млн. лет) и второй (около 275 млн. лет) пики магматической активности проявлены редкими роями даек, локализованными в краевых областях южного фланга кратона. Третий (раннемезозойский) всплеск базитового магматизма затронул не только краевые области кратона, но и огромные территории в его центральной части. Именно с завершением этого этапа связано формирование глобальной по своим масштабам провинции Сибирских траппов.

Основным моментом геодинамической интерпретации полученных результатов является вопрос о том, какие процессы и события, протекавшие внутри кратона и вдоль его окраин в палеозое – мезозое, контролировали базитовый магматизм. В глобальном масштабе рассматриваемый интервал времени отвечает начальным этапам двух орогенных событий, сопровождавших закрытие Палеоазиатского (ранний палеозой) и Монголо-Охотского (мезозой) океанов. В частности, именно в раннем палеозое, на начальном этапе формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (около 500 млн. лет) к южному флангу кратона были аккретированы многочисленные террейны и микроконтиненты (обзор в [2, 5]). Примечательно, что районы распространения раннепалеозойских даек (участки Бирюса, Урик, Голоустная), находящихся в структуре кратона, располагаются в непосредственной близости от Арзыбейского, Тувино-Монгольского и Баргузинского микроконтинентов, соответственно. Время причленения этих микроконтинентов к кратону (500-485 млн. лет) маркируется возрастами высокометаморфизованных комплексов, образующих Саяно-Байкальский коллизионный пояс [3]. Как следует из приведенного сопоставления, возраста дайковых комплексов хорошо соотносятся с интервалом проявления аккреционно-коллизионных событий раннего палеозоя, надежно зафиксированных вдоль южного фланга Сибирского кратона. По-видимому, в условиях косой коллизии, южный выступ кратона играл роль своеобразного индентора, принимая на себя сжимающие напряжения, обусловленные жестким взаимодействием с причленяющимися микроконтинентами. На возможность проявления процессов растяжения в жестком индентере указывают результаты тектонофизического моделирования, полученные при расшифровке полей напряжения в моделях, имитирующих взаимодействие Сибирской платформы и террейнов складчатого обрамления. Обзор этих моделей [1] показывает, что обстановки рассеянного напряжения, способствующие внедрению базитовых расплавов в верхние горизонты коры могли возникать в раннем палеозое в пределах южной окраины Сибирского кратона на фоне аккреционно-коллизионых событий, связанных с начальными этапами становления Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

В позднем палеозое – раннем мезозое развитие рассматриваемой территории контролировалось, в значительной степени, тектоническими процессами, протекающими за счет субдук-

ции коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент (обзор в [7]). Северо-восточный сегмент ЦАСП, непосредственно примыкающий к кратону в это время развивался в режиме активной континентальной окраины. По-видимому, процессы растяжения, характерные для отдельных этапов развития тыловых областей активных континентальных окраин охватывали не только территории, относимые к складчатой области, но и проникали в краевые области Сибирского кратона, вызывая рассеянный рифтогенез и обеспечивая условия для внедрения даек.

Гетерогенность строения фундамента на юге кратона, процессы коровой контаминации, в совокупности с привносом в очаги генерации магмы вещества из субдуцируемого слэба, по-видимому, во многом предопределяли широкий спектр составов изученных базитов позднего палеозоя. Примечательно, что в прилегающих к югу кратона областях Центрально-Азиатского складчатого пояса присутствуют вулканиты и дайки пермского возраста. Используя вышерассмотренные дайковые рои и вулканические образования юга кратона и Забайкальского сегмента ЦАСП в качестве индикаторов процессов растяжения, имевших место в тылу активной континентальной окраины в позднем палеозое, можно сделать вывод о широком распространении подобных процессов и проследить их развитие на расстояние более 500 км от Монголо-Охотского шва в северо-западном направлении.

При интерпретации геодинамической позиции раннемезозойского магматизма Ангаро-Тасеевской синеклизы возникают определенные трудности. С одной стороны по возрасту внедрения и своему составу интрузии Ангаро-Тасеевской синеклизы могут быть отнесены к Сибирским траппам, происхождение которых связывается с нижнемантийным плюмом [4]. С другой стороны, по ряду геохимических критериев для изученных траппов может предполагаться определенная степень обогащенности расплавов надсубдукционной компонентой, происхождение которой, возможно, было обусловлено субдукцией коры Монголо-Охотского океана под окраину Сибирского континента [6].

Примечательно, что наличие «субдукционных меток» характерно как для базитов позднего палеозоя, так и для раннемезозойских траппов. При этом, наблюдается отчетливая корреляция между возрастом базитов, степенью их обогащенности субдукционным компонентом и латеральной удаленностью областей распространения этих базитов от Монголо-Охотского шва [1]. Так, относительно древние (275 млн. лет) обогащенные базиты располагаются непосредственно вблизи краевого шва кратона (Южнобайкальский дайковый рой и базитовые интрузии участка Бугульдейка), в то время как более молодые (около 240 млн. лет) и наименее «обогащенные» долериты слагают силлы Ангеро-Тасеевсой синеклизы, значительно удаленной от Монголо-Охотской сутуры. Возможно, отмеченная особенность отражает динамику перемещения слэба под Сибирским кратоном и потерю «субдукционной» компоненты в его составе по мере продвижения слэба от области поглащения коры Монголо-Охотского океана в северо-западном направлении.

Кажущееся противоречие двух моделей, призванных объяснить возникновение раннемезозойских траппов на юге Сибирского кратона может быть устранено, если предположить, что вещество Сибирского плюма распространялось от своего центра (район Меймеча-Котуйской провинции, согласно [4]) в сторону южной окраины кратона. Здесь, на юге кратона, вещество плюма могло взаимодействовать с литосферной мантией, обогащенной элементами, привнесенными из Монголо-Охотского слэба [1]. В результате подобного взаимодействия могли быть образованы базиты Ангаро-Тасеевской синеклизы раннего мезозоя, несущие в своем химизме «субдукционные» геохимические метки.

Формирование раннемезозойских траппов стало последним событием в истории фанерозойского магматизма на юге Сибирского кратона. Все последующие всплески базитового магматизма локализовались исключительно в прилегающих к кратону областях ЦАСП, не распространяясь на территорию кратона. По-видимому, мощная континентальная кора южной окраины Сибирского кратона, окончательно консолидировавшаяся после раннемезозойской активизации,

препятствовала развитию в ней любых рифтогенных процессов. Примечательно, что даже на фоне чрезвычайно значительного по своим масштабам кайнозойского рифтогенеза, приведшего к заложению Байкальского рифта, южный фланг кратона сохранил свою «стерильность» в отношении какого-либо магматизма.

Приведенный обзор показывает, что все изученные фанерозойские базитовые комплексы юга Сибирского кратона имеют четкую геодинамическую привязку, а их внедрение было обусловлено процессами, проткавшими как внутри кратона, так и в прилегающих к кратону областях Центрально-Азиатского складчатого пояса в палеозое – раннем мезозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В. и др.** Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. С. 1222-1239.
2. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007. Т. 48(1). С. 93-108.
3. **Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.** Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005. Т. 13(3). С. 253-279.
4. **Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В.** Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников Сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009а. Т. 17. С. 276-310.
5. **Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al.** Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // Journal of the Geological Society, London, 2008. V. 165. P. 235-246.
6. **Ivanov A.V., Demonterova E.I., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A.** Low-Ti melts from the Southeastern Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for a water-rich mantle source? // J. Earth System Sci., 2008. V. 117. P. 1-21.
7. **Zorin Yu.A.** Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics, 1999. V. 36. P. 33-56.

Конвергенция надсубдукционных геохимических показателей на примере палеопротерозойских импактных псевдотахилитов Анабарского щита

Глуховский М.З.[1], Кузьмин М.И.[2]

[1]Геологический институт РАН
119117, г. Москва, Пыжевский пер., 7, marat@ilran.ru

[2]Институт геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, mikuzmin@igc.irk.ru

На севере Сибирской платформы в районе Анабарского щита и его окрестностей выделена Котуйканская кольцевая структура диаметром 250 км, которая отчетливо видна на кросмических снимках. Ее восточный сегмент захватывает западную часть Анабарского щита, а восточный – прилегающую к нему область развития платформенного чехла. Импактная природа этой структуры устанавливается по комплексу критериев, среди которых, помимо отражения на космических снимках, отмечены: разнообразные брекчии; деформированные конуса разрушения; диаплектовые структуры в минералах, псевдотахилиты и радиальная система трещин, центр которой совпадает с центром Котуйканской структуры. Псевдотахилиты слагают два мощных (250-400 м) и протяженных (более 1 км) дайкоподобных тела на ее периферии. Формирование тел такой мощности происходит в условиях амфиболитовой фации за счет быстрого трения (перетирания) и плавления стенок трещин в породах верхней коры во время масштабных импактных событий. Все это связывается с особенностями формирования крупного ударного кратера, поскольку экструзивные мощные жилы и дайки псевдотахилитов развиваются в кольцах вокруг таких впадин [4]. Было установлено, что Котуйканское импактное событие произошло 1900±50 млн. лет тому назад. Оно сопровождалось фрикционным плавлением стенок трещин архейского корового

протолита – TNd (DM) = 3031 и 3099 млн. лет и εNd = -9.6 – -11.8 в условиях вибрационного режима при шоковом сжатии и сдвигах. [2, 3, 4].

Целью исследования является подтверждение этой природы мощных тел псевдотахилитов, путем изучения геохимии этих – и связанных с ними пород.

Для этого было проведено сравнение состава и содержаний редких элементов, а также распределения некогерентных элементов в парагенетической триаде: исходные (материнские) породы – продукты плавления (псевдотахилиты) – реститы (рис. 1).

При выборе материнских пород использованы два варианта составов. В первом – взяты неизмененные меланократовые пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, подобные тем, которые встречаются вблизи тел псевдотахилитов и в виде включения в псевдотахилитах. Во втором случае, полагая, что материнской породой может оказаться материал гетерогенной архейской континентальной коры, взят ее общий расчетный состав [6] Третий член парагенетической тирады – рестит представлен плотными средне-мелкозернистыми амфиболитами, которые в виде ксенолитов встречаются в псевдотахилитах. Предполагается, что амфиболиты были тектонически перемещены к поверхности вместе с псевдотахилитовым расплавом [3] .

Полученные результаты свидетельствуют о том, что псевдотахилиты по петрохимии отвечают андезитам или диоритам. Они в сравнении с обоими типами материнских пород обогащены кремнеземом, щелочными и щелочноземельными элементами, и имеют низкие содержания Ti, Fe, Mg и Ca при относительно равном количестве Al_2O_3. Реститовые амфиболиты, характеризуются относительно более высокими содержаниями Fe, Mg, Cr, Co, Ni и пониженными количествами SiO_2 и щелочей. Как видно, в целом, все это сопоставимо с распределением главных и малых элементов по легкоплавким и реститовым фазам, которые образуются при зонной плавке метеоритов [1].

Распределение редкоземельных элементов в рассматриваемой петрогенетической триаде (рис. 1) говорит о быстроте и низкой степени частичного плавления исходной породы с La/Yb(N) = 4-4,5 и суммой РЗЭ = 90-100. Расплав по сравнению с ней заметно обогащается РЗЭ (сумма 225-370) с преобладанием ЛРЗЭ: La/Yb(N) = 14-20, при незначительном обеднении тяжелыми РЗЭ. Содержания РЗЭ в выплавке комплементарно их количеству в рестите с La/Yb(N) = 2 при сумме РЗЭ = 86. Кроме того, псевдотахилиты по сравнению с материнскими породами и реститом характеризуются положительными аномалиями Ba, Th и Pb и отрицательными – Nb и Ta, типичными для средней континентальной коры и для пород известково-щелочной серии активных континентальных окраин (рис. 1) [5]. Таким образом, геохимия пород всего рассмотренного петрогенетического ряда в сочетании со структурными и изотопно-геохронологическими данными, позволяет сделать следующие выводы.

Псевдотахилиты, слагающие мощные тела, характеризуются высокими содержаниями (положительными аномалиями) Ba, Th, Pb и отрицательными аномалиями Nb и Ta. Такие геохимические особенности, включая спектр распределения РЗЭ, свойственны фанерозойским породам из систем островных дуг или активных континентальных окраин, образующихся в зонах субдукции в условиях сжатия. Очевидно, что и геохимические характеристики палеопротерозойских псевдотахилитов определяются особенностями их генезиса. Они образовались в результате частичного плавления архейской коры так же в условиях сжатия, но в специфической обстановке высокоэнергетического импактного события. Следовательно, решение вопроса о геодинамической природе пород определенного геохимического типа, следует принимать с учетом анализа всех структурно-геологических, тектонических, морфологических и других факторов.

Большая мощность тел псевдотахилитов и их структурная неоднородность свидетельствуют о неоднократной быстрой смене режимов сжатия и растяжения или вибрации. При сжатии и сдвигах происходило фрикционное плавление субстрата, а при растяжении – раскрытие трещин

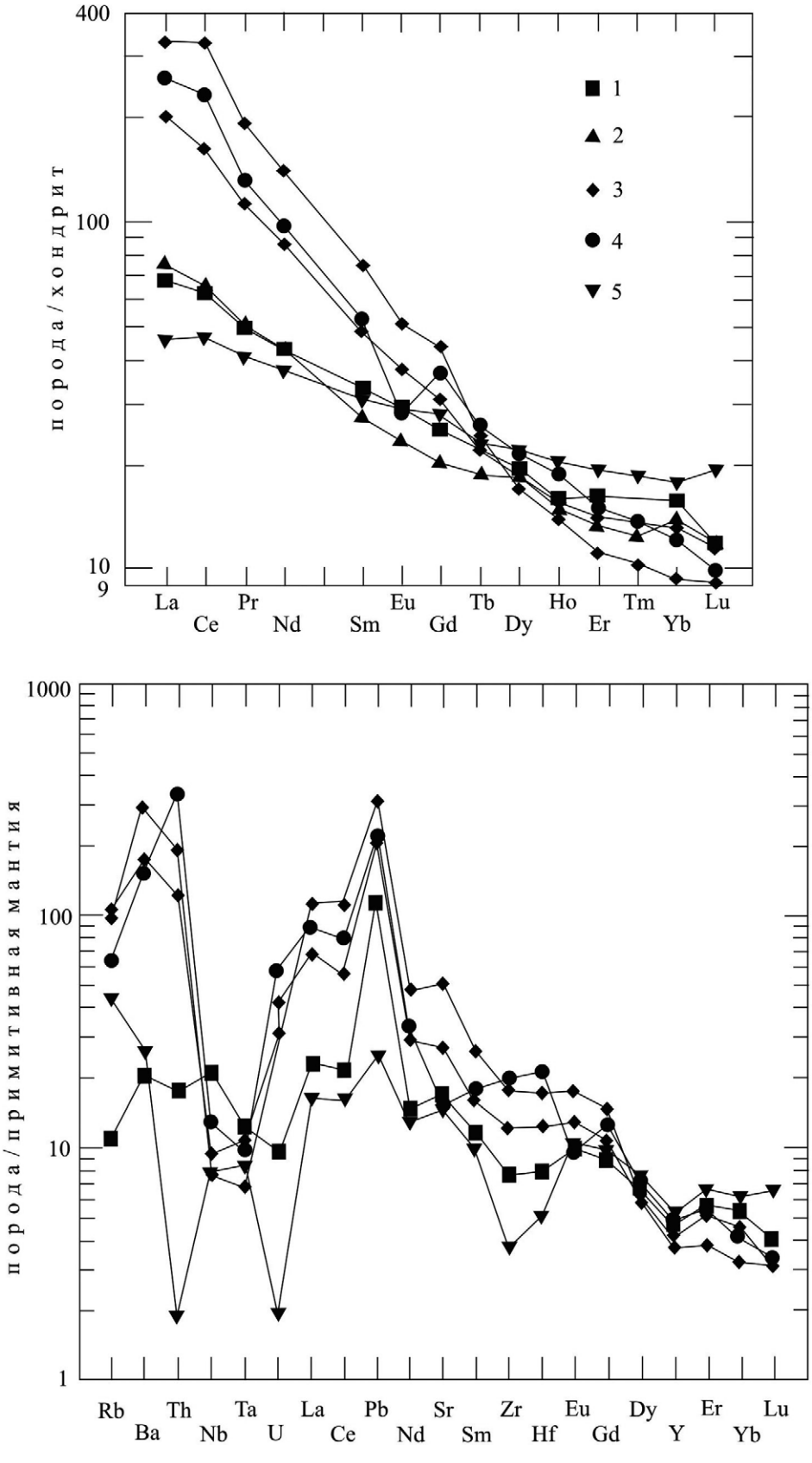

Рис. 1. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в рассматриваемом петрогенетическом ряду (вверху) и спайдердиаграмма этих же пород (внизу). 1 –пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы архея; 2 – средний состав верхней архейской коры по [6]; 3, 4 –псевдотахилиты из двух тел; 5 – реститовый амфиболит. Примечание: оригинальные анализы 1, 3-5 см. [2].

и внедрение все новых порций расплава. Это предопределило большую мощность тел псевдотахтлитов [4] Быстрота этих знакопеременных движений отражена в близких значениях времени закрытия Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в интервале 1900±50 млн. лет. Это отвечает соответственно возрастам генерации расплавов и завершающего метаморфизма, протекавшего в условиях давления и температур амфиболитовой фации и приведшего к раскристаллизации стекла и превращением всей массы псевдотахилитов в милолистиниты [3]. Такой специфический вибрационный геодинамический режим механизма образования мощных тел псевдотахилитов свойственен масштабным импактным событиям [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Виноградов А.П.** Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962. № 11. С. 3-17.
2. **Глуховский М.З., Кузьмин М.И.** Геохимия палеопротерозойских псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования // ДАН, 2010. Т. 431. С. 662-667.
3. **Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баженова Г.Н. и др.** // Sm-Nd и Rb-Sr–возраст и возможная природа псевдотахилитов Анабарского щита // ДАН, 2009. Т. 425. № 4. С. 513-518.
4. **Melosh H.J.** The Mechanics of Pseudotachylite Formation in Impact Events // Submitted to the Proceedings of the June 2002. Mora, Sweden Impact Conf. 28 April 2003. http://www. Ipl.arizona.edu/~imelosh/pseudotachylites.pdf. 30 p.
5. **Pearse J.A.** Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Press, Nantwich, U.K., 1983. P. 230-249.
6. **Taylor S.R., McLennan.** The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

Условия формирования островодужных и коллизионных гранитоидов на заключительных этапах развития Джидинской островодужной системы на окраине палеоазиатского океана

Гордиенко И.В., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Определение возраста, источников и условий формирования гранитоидов различных геодинамических обстановок является ключом к пониманию геологической эволюции складчатых областей. В современной структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы рассматриваемый район охватывает территорию Юго-Западного Забайкалья и смежных районов Северной Монголии Джидинской зоны палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса. В настоящее время эта зона рассматривается как область развития венд-палеозойских структурно-вещественных комплексов, составлявших Джидинскую островодужную систему энсиматического типа на окраине Палеоазиатского океана [1, 4, 5]. В пределах Джидинской островодужной системы, находившейся по палеомагнитным данным на значительном удалении от Сибирского континента [3] выявлены полные разрезы венд-раннекембрийской офиолитовой ассоциации, разнообразные постройки океанических островов (гайотов), островодужные, коллизионные и постколлизионные комплексы. Значительную часть площади Джидинской зоны занимают выходы ранне-, средне- и позднепалеозойских гранитоидов различных генетических типов, формирование которых протекало в островодужную, коллизионную и внутриплитную (рифтогенную) стадии ее развития.

Массивы интрузивных пород островодужного типа распространены в Джидинской зоне на значительной площади. Типичным представителем этих пород является Модонкульский ареал-плутон, расположенный на правобережье р. Джида. В плане он имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, общей площадью около 200 км^2. В результате детального изучения петрографического, петро- и геохимического состава пород, характера их геологических взаимоотношений позволили установить, что он состоит из трех интрузивных ассоциаций (от ранних к поздним): габброидная (зунгольский комплекс), диоритовая (собственно джидинский) и тоналит-плагиогранитная. Габброиды занимают около 5% площади ареал-плутона. Наиболее распространенными породами, являются диориты и кварцевые диориты – 80-85%.

На долю тоналит-плагиогранитной ассоциации приходится около 10%. Вмещающими породами являются островодужные вулканогенно-осадочные породы бонинит-базальтовой и андезит-риолитовой толщ венд-кембрийского возраста, с которыми отмечаются интрузивные взаимоотношения. U-Pb изотопный возраст габброидов составляет 506±1 млн. лет. Породы габброидной ассоциации образуют разрозненные ксенолиты, реже массивы (Холтосонский) среди диоритов и кварцевых диоритов в юго-восточной части Модонкульского ареал-плутона. Границы габбровых тел с диоритами обычно расплывчаты с постепенными переходами к диоритизированным габбро. Они сложены в основном средне- крупнозернистыми амфиболовыми габбро и габбронноритами. Местами, среди габброидов отмечаются слабоветвящиеся жилы и прожилки (до 30 см мощности) анартозитов, а также ксенолиты вулканогенных образований базальтовой толщи кембрия. По петро- и геохимическому составу габброиды относятся к толеитовому ряду. Они высокожелезистые (Fe_2O_3 + FeO колеблется от 10 до 11 масс. %), низкотитанистые (TiO_2 менее 1 масс. %) и обогащены Ba, Sr, Rb, Zr. По содержанию РЗЭ габброиды имеют симметричный спектр распределения, с положительным максимумом по Eu и по распределению РЗЭ близки к своим современным островодужным аналогам.

Интрузивные образования диоритовой ассоциации слагают основную часть Модонкульского ареал-плутона. В строении интрузивов принимают участие амфиболовые диориты и биотит-амфиболовые кварцевые диориты, которые имеют среднезернистое строение, гнейсовидную (часто) и массивную (реже) текстуру. Диориты прорывают островодужные вулканогенные образования базальтовой толщи венда-кембрия, а также содержат реликтовые тела габброидов (зунгольский комплекс). В свою очередь они прорываются жилами и штоками тоналитов и плагиогранитов более поздней тоналит-плагиогранитной ассоциации и содержатся в последних в виде ксенолитов. Породы диоритовой ассоциации на вариационной диаграмме SiO_2–(Na_2O+K_2O) образуют единый эволюционный тренд от амфиболовых диоритов до биотит-амфиболовых кварцевых диоритов отвечающий высоконатровой низкокалиевой серии. По мере увеличения кремнекислотности отмечается снижение CaO, FeO*, TiO_2, MnO, MgO, P_2O_5, увеличение содержания Na_2O. Они характеризуются высокими содержаниями Ba (260-580 ppm), Sr (330-510 ppm). Содержание высокозарядных элементов в породах сильно варьируют и достигают максимальных значений в диоритах (Y – 12-32 ppm, Nb – 1-6 ppm, Zr – 31-140 ppm). Характер спектров распределения РЗЭ свидетельствует о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми, а также о слабо выраженной аномалии по Eu. На спайдер-диаграммах отмечаются отрицательные аномалии по Nb, Ta и Ti. Породы тоналит-плагиогранитной ассоциации слагают как мелкие, так и крупные тела до 6 км^2 (междуречье Модонкуль-Инкур). Породы ассоциации прорывают диориты ранней ассоциации, содержат в себе ксенолиты как последних, так и вулканогенных образований базальтовой толщи. В целом в строении массивов отмечается зональность: эндоконтактовая зона – тоналиты, центральная – плагиограниты. Петро- и геохимический состав тоналитов и плагиогранитов близок к их более основным разностям – кварцевым диоритам. Однако отличается более низким содержанием Al_2O_3, K_2O, Ba и Rb. По мере увеличения кремнекислотности отмечается снижение Al_2O_3, CaO, FeO*, TiO_2, MnO, MgO, увеличение содержания Na_2O.

Нами были проведены изотопно-геохронологические исследования для цирконов, отобранных из кварцевых диоритов [4]. Учитывая магматический генезис циркона, в качестве наиболее достоверной оценки времени кристаллизации кварцевых диоритов принимается U-Pb изотопный возраст 504±2 млн. лет. Изученные островодужные гранитоиды джидинского комплекса характеризуются низкими величинами ($^{87}Sr/^{86}Sr$)I в интервале 0.7033–0.7038, высокими положительными параметрами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от 6,7 до 7,6 и значениями T_{Nd}(DM) = 0.74 млрд. лет. Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о формировании гранитоидов джидинского комплекса при плавлении короткоживущего деплетированного мантийного источника при подчиненном вкладе

корового материала. По своим изотопным характеристикам породы джидинского комплекса сопоставимы с гранитоидами каледонской изотопной провинции Центральной Азии [6].

Коллизионные гранитоиды в Джидинской зоне палеозоид развиты в небольших объемах. К настоящему времени получено много надежных геохронологических данных, которые свидетельствуют о широком проявлении ранне- и среднеордовикского коллизионного гранитоидного магматизма в пределах всего складчатого обрамления юга Сибирской платформы [2, 5, 7, 8]. В пределах Джидинской зоны коллизионные гранитоиды (Дархинтуйский, Барунгольский, Хулдатский и др. массивы) располагаются преимущественно среди джидинской карбонатно-терригенной флишевой толщи позднего кембрия. По петро-и геохимическим особенностям изученные гранитоиды можно разделить на 2 группы – гранитоиды Дархинтуйского и Барунгольского массивов и гранитоиды Хулдатского массива. Дархинтуйский и Барунгольский массивы сложены наиболее лейкократовыми разностями гранитоидов, которые характеризуются содержаниями SiO_2 = 63.90-67.65%. При этом по общей суммарной щелочности и калиевости они относятся к низкощелочным умереннокалиевым гранодиоритам. На диаграмме Ab–An–Or точки состава гранитоидов этих массивов располагаются в поле тоналитов. Они характеризуются сильно фракционированным распределением РЗЭ с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, низкими содержаниями Yb и отсутствием Eu аномалией. Наличие минимумов Nb, Ti, K_2O, Rb и повышенное содержание CaO и Sr позволяет отнести их к породам известково-щелочной серии I типа. Породы Хулдатского массива являются более меланократовыми, отвечают по составу монцодиоритам и кварцевым монцонитам. По соотношению кремнезема и суммы щелочей они занимают промежуточное положение между породами нормального и субщелочного рядов.

Результаты геохронологических исследований показали, что становление изученных гранитоидов произошло в позднекембрийско-раннеордовикскую эпоху в интервале 490±2 – 477±6 млн. лет (U-Pb метод по цирконам). Sm-Nd изотопные данные коллизионных гранитоидов Дархинтуйского и Барунгольского массивов имеют положительные или близкие к нулю величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +1.2, +0.3, -0.5 и средне-верхнерифейские Nd модельные возраста T_{Nd}(DM) =1.2-1.0 млрд. лет, что указывает на частичное участие в образовании этих пород короткоживущих ювенильных источников. Более низкую отрицательную величину $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -2.2 и более древний модельный возраст T_{Nd}(DM)=1.5 млрд. лет имеет кварцевый монцонит Хулдатского массива, что отражает, по-видимому, формирование пород в результате переработки долгоживущих коровых источников. В целом, все изученные гранитоидные массивы обладают низким изотопным отношением $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.10-0.12, характерными для среднекоровых источников (0.12). На диаграмме εNd – возраст фигуративные точки коллизионных гранитоидов находятся ниже как поля эволюции изотопного состава Nd базальтов офиолитового комплекса, так и поля эволюции изотопного состава Nd островодужных гранитоидов Джидинской системы. Геохронологические, геохимические и Sm-Nd изотопные данные исследованных коллизионных гранитоидов позволяет рассматривать их происхождение в рамках модели плавления утолщенной в ходе коллизии континентальной коры в зоне тектонического скучивания венд-раннекембрийских океанических, островодужных комплексов и смешанного материала нижнепалеозойских метатерригенных пород задугового бассейна и Хамардабанского метаморфического террейна.

Таким образом, источниками расплавов островодужных гранитоидов Джидинской зоны являлись преимущественно образования субдуцирующей океанической плиты и субдукционно измененного мантийного клина [4], тогда как в источниках коллизионных гранитоидов, значительную роль играл смешанный корово-мантийный материал.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект 9.1.) и РФФИ (проекты № 08-05-00290, Монг_а № 10-05-93160).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996. № 4. С. 25-42.

2. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999. Т. 369. № 6. С. 795-798.

3. Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2001. Т. 379. № 4. С. 508-513.

4. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 956-962.

5. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 1. С. 120-140.

6. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1280-1293.

7. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Доклады АН, 2004. Т. 396. № 3. С. 369-373.

8. Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондъемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005. Т. 13. № 1. С. 41-55.

Геохимические особенности перидотитов надсубдукционных зон: процессы плавления и взаимодействия с расплавом

Горнова М.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, mgorn@igc.irk.ru

Надсубдукционные реститовые перидотиты представляют собой литосферную мантию, формирующуюся в надсубдукционных зонах. По условиям образования они могут быть разделены на два типа. Образование первого, по-видимому, происходит в преддуговых зонах спрединга в результате плавления лерцолитовой астеносферной мантии. На ранней стадии плавления флюиды, образующиеся из субдуцирующей плиты, оказывают слабое влияние на состав субстрата, что приводит к образованию MORB-подобных базальтов и реститов, по геохимическим особенностям подобным абиссальным перидотитам, формирующимся в срединно-океанических хребтах. Далее происходит плавление уже деплетированного мантийного вещества, смешанного с поступающими из субдуциирующей плиты частичными расплавами метаосадков и метабазальтов и флюидами. Это приводит к последовательному формированию водонасыщенных островодужных толеитов, бонинитов и комплементарных к ним надсубдукционных перидотитов. Реальность этой модели подтверждается присутствием MORB-подобных базальтов среди островодужных вулканитов в современной в Идзу-Бонин-Марианской преддуговой системе [7]. Во многих офиолитовых ассоциациях присутствуют вулканиты с геохимическими характеристиками MORB, IAT и бонинитов. В офиолитах Thetford Mines [4] описан комплекс параллельных даек бонинитового состава, что свидетельствует об образовании бонинитов в зоне спрединга. Как в современных преддуговых системах, так и в надсубдукционных офиолитах систематически присутствуют перидотиты с геохимическими характеристиками абиссальных и надсубдукционных перидотитов. Ранее это интерпретировалось как смена тектонического режима, согласно новой концепции образование этих пород могло происходить в зоне преддугового спрединга. Эталонными объектами

первого типа можно рассматривать перидотиты Torishima Идзу-Бонинской островной дуги [5] и мантийные перидотиты, ассоциирующие с офиолитовыми комплексами Othris [3], Thetford Mines [4].

Образование второго типа происходит в результате доплавления перидотитов мантийного клина при поступлении в них водных флюидов и расплавов из субдуцирующей плиты и (или) взаимодействия с просачивающимися субдукционными расплавами. Это приводит к появлению у пород геохимических характеристик надсубдукционных перидотитов. Информация о составе перидотитов мантийного клина получена в результате изучения редких перидотитовых ксенолитов из остороводужных магм [2]. Большая часть из них представлена ультрадеплетированными перидотитами, что свидетельствует об их доплавлении над зоной субдукции, хотя не исключена возможность более раннего образования в зонах преддугового спрединга. Меньшая часть – фертильными перидотитами. В современных преддуговых системах описаны перидотиты, которые интерпретируются как результат взаимодействия с просачивающимися расплавами – бонинитами [5], IAT [6], MORB [6].

Нами изучены надсубдукционные перидотиты в Адацагской и Джидинской зонах складчатого обрамления Сибирской платформы и ее Шарыжалгайском краевом выступе.

Составы надсубдукционных перидотитов по главным элементам не соответствуют составам реститов, образующихся при безводном плавлении примитивной мантии. Большинство образцов имеют более высокие содержания SiO_2 и более низкие – MgO, кроме того, они характеризуются большим диапазоном концентрации $\sum FeO$, низкими содержаниями Al_2O_3, соответствующими степеням плавления 20-40%. Эти особенности обусловлены плавлением в присутствии воды, взаимодействием с высоко-Si расплавами и процессом серпентинизации. Большинство надсубдукционных перидотитов, формирующихся в преддуговых системах, имеют соотношение Yb-MgO и распределение HREE, согласующиеся с началом плавления в присутствии граната. Высокие степени плавления при образовании пород фиксируются высокой магнезиальностью оливина и хромистостью шпинели. По соотношению Yb-Ti преддуговые надсубдукционные перидотиты характеризуются большими степенями плавления, чем преобразованные субдукционными расплавами. Для надсубдукционных перидотитов характерны U или V-образные кривые распределения несовместимых редких элементов с аномалиями положительными для Sr, Zr-Hf, знакопеременной для Eu и отрицательной для Nb. Присутствующие в перидотитах клинопироксены имеют не реститовый генезис, а кристаллизовались из расплава. Они характеризуются очень низкими концентрациями HREE и Ti и обогащены Sr, LREE, Zr. Обогащение пород и клинопироксена элементами групп LIL, LREE, реже MREE, и Nb, Zr, Hf является отражением мантийных процессов, а именно: плавления в открытой системе с привносом вещества и (или) взаимодействия с просачивающимся субдукционным компонентом. Так как наблюдается систематическое обогащение перидотитов немобильными в водной среде элементами, то в субдукционном компоненте расплав, по-видимому, преобладал над флюидом.

Детальные исследования позволяют разделить процессы плавления и взаимодействия с расплавом. Так, при водном плавлении, как и безводном, в перидотитах фиксируются сопряженные изменения состава минералов и общей химии пород, например, наблюдаются положительные корреляции между магнезиальностью оливина и хромистостью шпинели, хромистостью ортопироксена, хромистостью клинопироксена; в ортопироксенах с уменьшением содержания алюминия растут его хромистость и магнезиальность. Чутким индикатором процесса взаимодействия является шпинель. В процессе преобразования перидотитов расплавом в шпинелях возрастает содержание Ti, уменьшается ее магнезиальность, в случае бонинитового расплава происходит рост ее хромистости, в случае MORB- подобных и высоко-Si расплавов – уменьшение хромистости. В надсубдукционных перидотитах первого типа наблюдается четкая положительная корреляция между Cr#Sp и содержанием Yb в породах, что свидетельствует об их образовании в результате плавления. Отсутствие такой корреляции при узком диапазоне изменения Yb говорит о преобразова-

нии пород расплавом. Отсутствие корреляции при широком диапазоне вариации Yb, по-видимому, может свидетельствовать о плавлении, в результате которого меняется содержание Yb, и о последующем процессе преобразования, в результате которого меняется хромистость шпинели. Преобразование расплавом приводит к большему обогащению перидотитов Zr, Hf, Nb, LREE.

Процесс преобразования в ранних преддуговых и более поздних надсубдукционных зонах происходит по-разному. В первых возможно преобразование истощенных перидотитов MORB-подобными расплавами. Так, петрографические особенности части мантийных перидотитов Адацагских офиолитов свидетельствуют о кристаллизации плагиоклаза, клинопироксена, Al-шпинели, что приводит к рефертилизации пород. Более истощенный состав протолита реставрируется низким содержанием Al_2O_3 в центре крупных зерен Cpx; вариациями в составах клинопироксена и шпинели, коррелирующими с размерами зерен; отсутствием корреляции между содержанием Al_2O_3, Yb в центре крупных зерен Cpx и хромистостью шпинели. При преобразовании перидотитов бонинитовыми расплавами в них сначала происходит замещение ортопироксена оливином вплоть до образования дунитов. По мере развития взаимодействия расплав насыщается SiO_2, начинает кристаллизоваться ортопироксен и образуются ортопироксенитовые дайки в дунитах. Взаимодействие с бонинитовым расплавом характерно для мантийных перидотитов многих офиолитовых ассоциаций и описано нами для перидотитов Эгийнгольского массива [1]. В породах наблюдаются резорбированные границы крупных порфирокластов ортопироксена, в заливах которых кристаллизуются мелкие зерна Ol, Cpx, Sp и Amph. Породы с одинаковой магнезиальностью оливина имеют варьирующее содержание ортопироксена от ~ 30 до < 10% и хромистость шпинели от ~ 0.35 до 0.6. Дуниты распологаются вокруг пироксенитовых даек с высокомагнезиальным оливином и высокохромистой шпинелью. Редкие клинопироксены даек по редкоэлементному составу подобны новообразованным клинопироксенам гарцбургитов и равновесны с бонинитовым расплавом. Присутствие истощенных гарцбургитов совместно с дунитами и ортопироксенитовыми дайками является хорошим индикатором метасоматической модификации мантии, связанной с ранним развитием островных дуг.

При дальнейшем развитии субдукционного процесса образование дунитов уже не происходит, так как меняется состав расплавов. В перидотитовых ксенолитах из островодужных вулканитов Западной Пацифики присутствуют вторичные ортопироксен, клинопироксен, амфибол и флогопит, кристаллизовавшиеся из расплава [2]. В качестве реагента рассматриваются высоко-Si расплавы – адакиты, которые присутствуют в этих островных дугах. Щелочные базальтовые магмы также могут насыщаться Si в результате фракционирования в верхней мантии и обогащать мантийные перидотиты. Процесс взаимодействия перидотитов с высококремниевыми расплавами может приводить к образованию лерцолитов из истощенных гарцбургитов. Микроструктуры гарцбургитов и лерцолитов Сарамтинского массива можно интерпретировать как процесс взаимодействия в соответствии с реакцией: Ol + высокоSi-L_1 → Cpx+Opx+Amph + Sp + L_2. Это подтверждается более низкой магнезиальностью мелких зерен и краев крупных порфирокластов Opx по сравнению с магнезиальностью центров последних, уменьшением хромистости шпинели от крупных к мелким зернам в пределах одного образца. Процесс преобразования нарастает в направлении вебстерит-верлит-пироксенитовых даек, которые являются транспортными каналами расплавов. Редкоэлементные составы клинопироксенов гарцбургитов и лерцолитов подтверждают их не реститовый генезис. Результаты проведенного по REE в клинопироксенах моделирования процесса плавления и рефертилизации показывает возможность образования пород в результате ~ 40% плавления, начинающегося в гранатовой фации, и взаимодействия с высококремниевым расплавом, количество которого возрастает от 0.05 до 20%. Некоторые фертильные перидотитовые ксенолиты из островодужных лав, по-видимому, также являются продуктом рефертилизации.

Таким образом, с происходящих в островодужных системах процессов водного плавления

и взаимодействия с расплавами начинается преобразование истощенной океанической литосферной мантии и превращение ее в более фертильную кратонную.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01079).

ЛИТЕРАТУРА

1. Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Геохимия и петрология Эгийнгольского перидотитового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовыми расплавами // Литосфера, 2010. № 5. С. 20-36.

2. Arai S., Abe N., Ishimaru S. Mantle peridotites from the Western Pacific // Gondwana Research, 2007. N. 11. P. 180-199.

3. Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Drury M.R. The Othris Ophiolite, Greece: a snapshot of subduction initiation at a mid-ocean ridge // Lithos, 2008. V. 100. N. 1-4. P. 234-254.

4. Pagé P., Bédard J.H., Tremblay A. Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: The Ordovician Thetford Mines Ophiolite // Lithos, 2009. V. 113. P. 21-47.

5. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // Journal of Petrology, 1998. V. 39. N 9. P. 1577-1618.

6. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol., 2000. V. 139. P. 36-53.

7. Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.I., Peater D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduciton initiation in the Izu–Bonin–Mariana system // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2010. V. 11. Q03X12. doi:10.1029/2009GC002871.

Индикаторная роль микросферических образований в процессах мел-палеоценового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня

Гребенников А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, greandr@hotmail.com

Исследования сферических образований, сложенных самородными металлами, отмеченных в самых различных геологических обстановках (Новгородова, 1983; Terrestrial and Cosmic Spherules, 2000; Stankowski et al., 2006; Сандимирова, 2008; и др.) продолжают привлекать к себе внимание в связи со сложностью и противоречивостью взглядов на их происхождение. Выводы о генезисе подобных образований, несомненно, играют важную, а зачастую и ключевую индикаторную роль на процессы формирования магматических пород, условий флюидного режима и, в конечном итоге, могут послужить ключевым звеном для понимания геологических процессов различных геодинамических обстановок.

Якутинская вулкано-тектоническая структура (ВТС) в Приморье является своеобразным эталонным геологическим объектом для изучения мел-палеоценового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня. При детальном изучении геологического строения и вещественного состава слагающих ее пород, были получены новые данные, которые впервые позволили раскрыть особенности игнимбритового вулканизма этого периода [1]. В формировании ВТС выделяется два основных этапа магматизма. В первый этап (маастрихт) образовались покровные и вулканогенно-обломочные образования, слагающие основание структуры. Они представлены лавами андезитов и риолитов, туфами и игнимбритами дацитов и риодацитов, выделенных в сияновский вулканический комплекс. Во второй этап (даний – эоцен) сформировались мощные толщи богопольского вулканического комплекса, сложенные туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов, экструзивно-жерловыми образованиями вулканических стекол и риолитов, а также субвулканическими и дайковыми телами гранит-порфиров.

Характерной чертой химического состава пород Якутинской ВТС является принадлежность их к известково-щелочной серии пород с дифференцированным распределением K и Na, что отражается в вариациях микроэлементного состава пород. В целом, геохимическая специфика

вулканических образований структуры выражена в обогащении их щелочными и щелочноземельными элементами и отсутствии четко выраженного Ta-Nb минимума. Относительно среднего состава континентальной верхней коры в них повышено содержание легких и тяжелых элементов редкоземельной группы. Фигуративные точки состава эффузивов Якутинской ВТС занимают промежуточное положение между полями островодужных и внутриплитных гранитоидов. «Транзитный» характер расположения фигуративных точек состава кислых вулканитов структуры отражает смену геодинамических обстановок проявления магматизма в раннем палеогене [2].

Специфической особенность вулканитов Якутинской ВТС является присутствие в них своеобразных микросферических образований. Изученные сферулы вне зависимости от места отбора представляют собой зерна почти идеальной круглой формы (реже – каплевидной, гантелеобразной, иногда неправильной форм). Их размер варьирует от 0.1 до 0.5 мм в диаметре. Выделяются как сильно магнитные металлические (рис. 1), так и электромагнитные силикатные микросферические образования. Изучение внутреннего строения сферул в породах Якутинской ВТС, наряду с вещественным составом слагающих её пород, позволило сделать ряд существенных выводов:

1) Особенности состава и строения микросферических образований позволяют предположить эндогенную природу их образования. В рассматриваемом случае космическое происхождение сферул исключается. Четкие различия в минеральном и химическом составе космической пыли и сферул вулканических комплексов Якутинской ВТС отражены на треугольной диаграмме Fe – O – (Ni+Co+Cr)×5 (рис. 2а). Конечно, само по себе содержание Ni и Co не являются достаточным условием, способным классифицировать генезис сферул, однако именно соотношения содержаний этих элементов в мел-палеогеновых образованиях Якутинской ВТС, являются показательными. Известно, что хондриты содержат 0.9% Mn, 1.3% Cr и 5.2% Ni. Трудно допустить какой либо процесс фракционирования, способный сохранить содержания такого подвижного элемента, как Mn, но удалить другие инертные компоненты, преобразовав исходный состав до состава сферул ВТС. Кроме того, полученные отношения стабильных изотопов кислорода для сферул Якутинской ВТС располагаются, в пределах минимальной ошибки, на линии масс-независимого фракционирования ($\sigma^{17} = 0.52 \times \sigma^{18}O$), что так же свидетельствует об их земном происхождении.

Отбор сферолитов в отдаленной ненаселенной местности среди однотипных вулканических пород, чистота обработки проб, размерность частиц, особенности химического состава, отсутствие в шариках Pb, Zn, Ag и других тяжелых элементов позволяет исключить предположение и об их техногенном происхождении. На тройной диаграмме SiO_2 – FeO+MnO+MgO – –Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O точки составов изученных сферул образуют поле, обособленное от подобных образований, отобранных на различных теплоэлектростанциях (рис. 2б). Кроме того, принадлежность сферул к первичному материалу подтверждена находками их в виде сростков с вмещающим вулканическим стеклом, которое в условиях металлургических процессов должно было расплавиться первым.

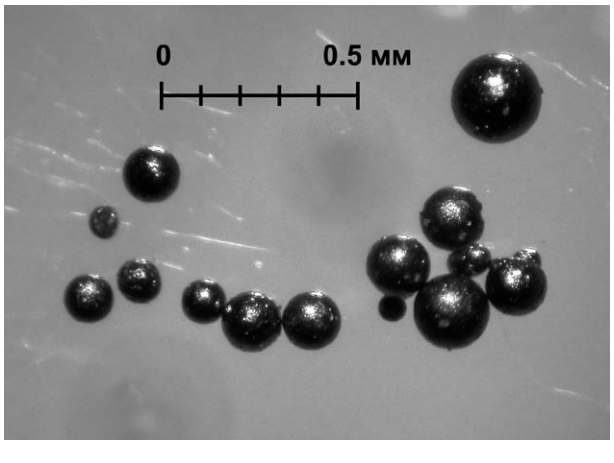

Рис. 1. Внешний вид магнитных сферул Якутинской ВТС.

2) Приуроченность сферул к высокотемпературным производным игнимбритовых расплавов Якутинской ВТС, шаровидная или каплевидная формы выделений самородного железа и его карбидов, сростки с обычными породообразующими минералами, состав продуктов окисления железа, наличие газовых полостей – все это свидетельствует о кристаллизации сферул непосредственно из магматического расплава, в условиях крайне низкой активности кислорода и быстрой

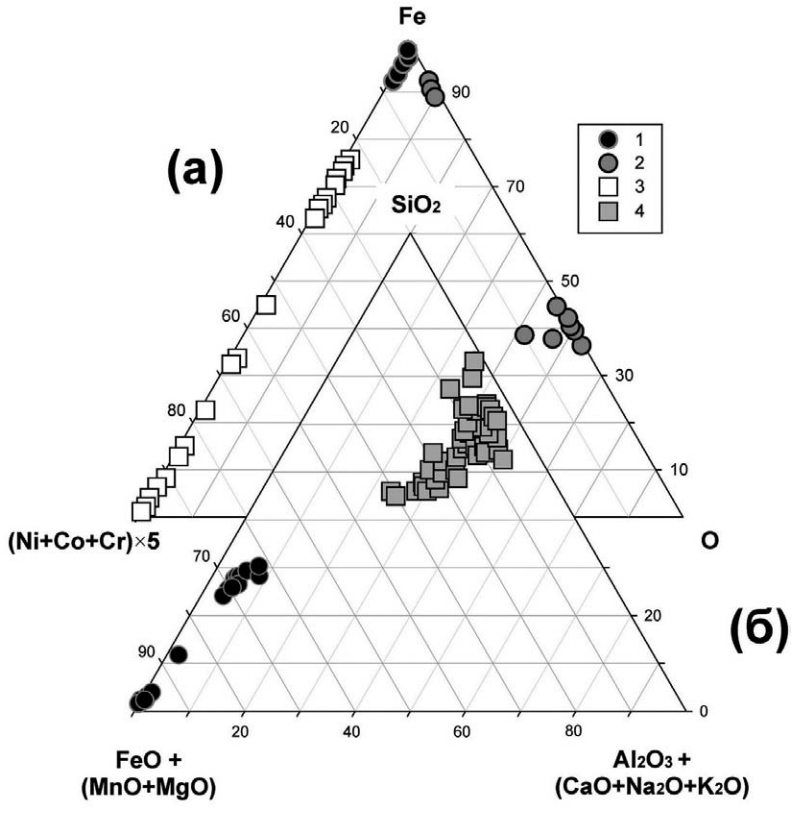

Рис. 2. Диаграммы составов сферических образований различного генезиса.
1 – богопольского и 2 – сияновского вулканических комплексов; 3 – состав космической пыли (ат. %) из различных районов мира (Грачев А.Ф. и др., 2008); 4 – состав зольных остатков (вес. %) различных теплоэлектростанций мира (Ramsden, Shibaoka, 1982; Sokol et. al., 2000; Giere et. al., 2003).

кристаллизации в потоке газонасыщенных флюидов. Низкая степень окисленности вмещающих сферулы пород Якутинской ВТС, аномальная железистость Fe-Mg минералов-вкрапленников, преобладание ильменита над магнетитом и результаты хроматографического анализа газовых вытяжек из минералов игнимбритов также указывают на крайне восстановленный характер магматического флюида и на преобладание водорода как основного газового компонента [1, 5].

В риолитах сияновского комплекса основная часть сферул сложена самородным железом. Его образование может быть обусловлено металлизацией силикатного магматического расплава [4] под действием существенно водородного флюида. На смену восстановительному этапу минерало-образования приходит раннемагматическое окисление, как отмечено в работе [3]. Данный процесс сопровождался структурной перестройкой вещества, сопряженной с образованием минеральных фаз с большим объемом элементарной ячейки по схеме «α-железо → иоцит → → магнетит → гематит → гетит» вследствие повышения парциального давления кислорода и последующего окисления самородного железа. Разнообразие составов минеральных фаз сферул сияновского комплекса (от чистого железа до его окислов) в точности отражает определенную стадию этого процесса.

Металлическая часть палеоценовых сферул богопольского комплекса, окружающая газовую пору, имеет состав от малоуглеродистого чугуна (Fe_9C-Fe_5C) до когенита (Fe_3C). Это позволяет предполагать, что в данном случае восстановителем («металлизатором») силикатного расплава является уже углеводородная смесь H_2-CH_4 (доля CO и CO_2 при соотвествующем буфере Fe-FeO, ничтожно мала). Окружающий металлическую фазу магнетит-стекло-кварцевый симплектит, скорее всего, представляет промежуточный продукт ликвации вмещающего силикатного расплава в контакте с газовым «пузырем». Необходимо отметить, что состав стекла в симплектите резко отличается (с учетом магнетитовой составляющей) от состава вмещающей породы. Такое различие характерно для сферолитов и вмещающего их матрикса в экструзиве г. Нежданка. Ранее нами был показан ликвационный механизм их образования [1].

3) На весьма существенную долю газовой составляющей флюидов указывают как многочис-

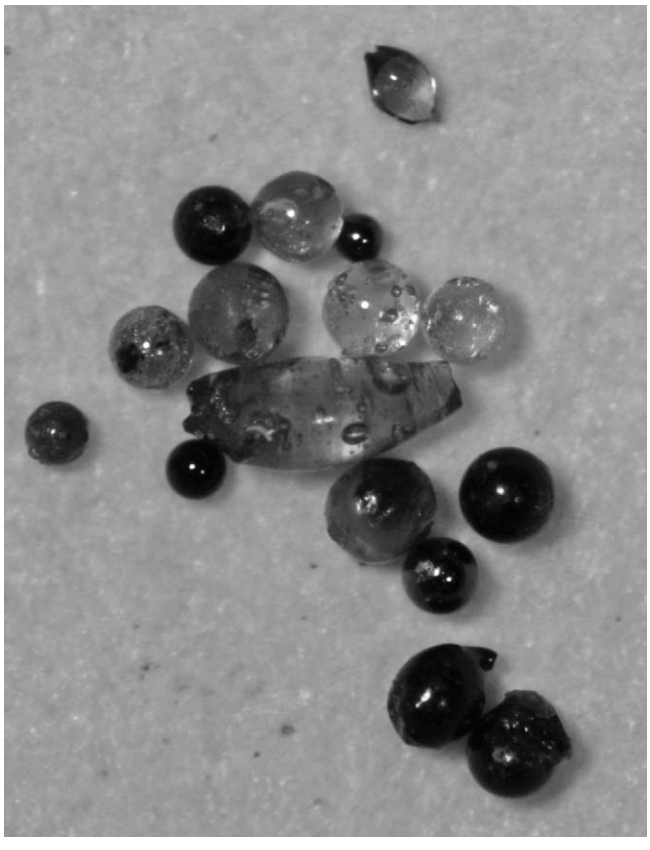

Рис. 3. Внешний вид силикатных сферул Якутинской ВТС.

ленные газовые полости в силикатных сферулах (рис. 3), так и заниженные суммы химических анализов. Данные образования представляют собой стекла черного, зеленого и желтого цвета сферической формы, характерной для роста в потоке газа. Стекла имеют дискретный состав и не соответствуют какой либо породе.

Таким образом, палеоценовый этап Восточного Сихоте-Алиня характеризуется крайне восстановленным типом вулканических проявлений, а образование самородных элементов происходит благодаря участию флюидов существенного водородного, водородно-метанового состава, которые имеют глубинное происхождение, обусловленное сменой геодинамического режима от субдукционного к трансформному.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 09-3-А-08-401 и 11-3-Д-08-042.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканоструктуры (Приморье). Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 33 с.

2. Попов В.К., Гребенников А.В. Хасано-Амурский ареал (палеоцен-миоцен): кислый вулканизм. В кн: А.И. Ханчук (Ред.), Геодинамика, Магматизм и Металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 354-361.

3. Округин А.В., Олейников Б.В., Заякина Н.В., Лескова Н.В. Самородные металлы в траппах Сибирской платформы // ЗВМО, 1981. Ч. 110. Вып. 2. С. 186-204.

4. Олейников Б.В. Металлизация магматических расплавов и ее петрологические и рудогенетические следствия / В сб.: Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1981. С. 5-15.

5. Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2006. V. 101. N. 2. P. 69-88.

Вендская плагиомигматизация в субдукционном эклогит-амфиболитовом комплексе Горного Алтая

Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Падерин И.П.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия

Балтырганский эклогит–амфиболитовый метаморфический комплекс [2] выделен в западной части Алтае-Саянской аккреционно-коллизионной области в пределах Кузнецко-Алтайской сутурной зоны Палеоазиатского океана. Он представлен несколькими тектоническими пластинами, линзами и блоками эклогитсодержащих гранатовых амфиболитов, глаукофановых и стильпномелановых сланцев в ассоциации с ультрамафитами Чаганузунского массива и метабазальтами (рис. 1). Преобладающими являются гранатовые амфиболиты, эклогиты образуют небольшие включения или пропластки в них к юго-востоку от Чаганузунского массива.

Гранатовые амфиболиты характеризуются ассоциацией Grt+Bar+Ep+Ttn и содержат подчиненные количества кварца, альбита, фенгита, рутила, винчита и хлорита. Эклогиты имеют состав Grt+Omp+Bar+Ep+Q+Rt [5]. Гранат в гипидиоморфных зернах, размером около 1 см в диаметре, замещен вдоль трещин и по краям хлоритом и стильпномеланом. Он содержит включения эпидота, барруазита, кварца, омфацита, рутила, альбита и фенгита. Омфацит в гипидиоморфных кристаллах до 5 мм в длину замещается актинолитом и стильпномеланом по трещинам и по краям. Порфиробластический барруазит часто окружен глаукофаном, который, в свою очередь, окаймляется актинолитом. Иногда глаукофан присутствует в гипидиоморфных кристаллах по трещинам в гранате и окаймляется барруазитом. Рутил встречается в матриксе, где он окаймлен титанитом, и в барруазите.

Ar-Ar и K-Ar возраст эклогитов по амфиболу [4] от 636±10 до 627±5 млн. лет. Всего в балтырганском комплексе фиксируется четыре группы возрастов: 635, 535–540, 523 и 473–487 млн. лет, свидетельствующих о его полиметаморфическом генезисе, включающем позднепротерозойский субдукционный метаморфизм, эксгумацию и более поздние дислокации в раннепалеозойской тектонической зоне [4]. P-T условия образования эклогитов оцениваются давлением 1,3-2 ГПа и температурой 590-660° C [5].

Западнее Чаганузунского ультрамафитового массива в гранатовых амфиболитах проявлена плагиомигматизация (рис. 1). Степень мигматизации не превышает первых процентов объема пород, размеры мигматизированных участков составляют десятки метров. По степени обособленности лейкосомы выделяется четыре типа плагиомигматитов. Первый тип представлен

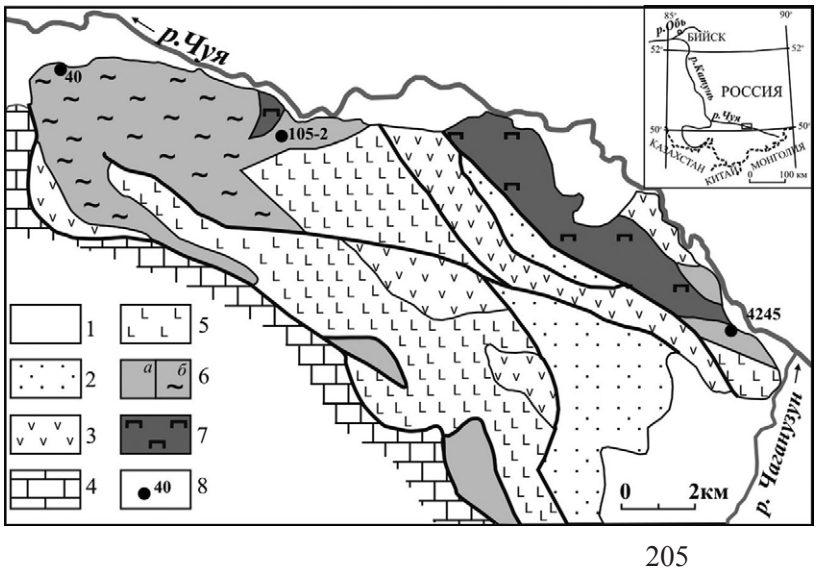

Рис. 1. Схема геологического строения водораздела рек Чуя-Чаганузун.
1 – отложения квартера; 2 – терригенно-вулканогенные отложения девона; 3 – островодужные метабазальты раннего кембрия; 4 – известняки баратальской серии венда; 5 – метабазальты MORB-типа рифея-венда; 6 – балтырганский метаморфический комплекс: а – гранатовые амфиболиты, б – плагиомигматизированные гранатовые амфиболиты; 7 – чаганузунский ультрамафитовый комплекс; 8 – места отбора и номера геохронологических проб.

новообразованными кварц-плагиоклазовыми оторочками вокруг порфиробластов граната. Второй тип слагает слоисто-полосчатые обособления гранатсодержащего кварц-плагиоклазового материала, отделенные от меланосомы существенно гранатовыми прослойками. Третий тип образует линзовидные обособления лейкосомы размером десятки сантиметров – первые метры, конформные полосчатости и сланцеватости в амфиболитах. Ее состав Pl_{25-30} = 60-70%, Q = 30%, Amp= 5%. Четвертый тип – секущие полосчатость и сланцеватость жилы и дайки лейкоплагиогранитов, по минеральному составу аналогичные третьему типу.

Эклогиты и гранатовые амфиболиты имеют сходные геохимические особенности: SiO_2 = = 47.3-49.9%; $Na_2O + K_2O$ = 2.54-3.66%, при K_2O = 0.19-0.32%; FeO^{tot} = 12.6-14.0%, FeO^{tot}/MgO = = 1.8-2.0; TiO_2 = 1.8-2.2%; CaO = 8.4-10.5% и Al_2O_3 = 12.7-13.3%. По сравнению с базальтами N-MORB-типа в них повышенные содержания K, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, U и РЗЭ (ΣРЗЭ = 54-88 г/т). Графики распределения РЗЭ слабовыпуклые, подобные таковым в базальтах N-MORB-типа (рис. 2). В эклогитах отсутствует, а в гранатовых амфиболитах слабо выражена отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 1.0-0.8). Характерными особенностями обособленных тел лейкоплагиогранитов являются высокие содержания SiO_2 = 75.8%, Al_2O_3 = 14.5%, Na_2O = 7.2%, Sr/Y = 426, Eu/Eu* = = 3.46 (рис. 2), при низких – K_2O = 0.52%, Rb/Sr = 0.02 и убогом содержании РЗЭ (ΣРЗЭ = 1.21 г/т).

Конкордантный возраст высокобарического циркона в эклогитах (U-Pb, SHRIMP II) по трем измерениям 619±13 млн. лет (СКВО = 0.034). Возраст циркона в гранатовых амфиболитах, ретроградных по отношению к эклогитам, по 10 измерениям – 604±6 млн. лет (СКВО = 1,12). Циркон в плагиогранитах отличается по морфологии, зональности и химизму от метаморфического циркона в эклогитах и гранатовых амфиболитах. Температура насыщения цирконием плагиогранитного расплава мигматитов для начала кристаллизации циркона варьирует от 747 до 670° С, а температура кристаллизации циркона по титановому геотермометру составляет 710° С, что в пользу его магматического генезиса. Конкордантный возраст плагиогранитов 610±3 млн. лет (рис. 3) и в пределах статистической погрешности измерений перекрывается с возрастом гранатовых амфиболитов и эклогитов.

Близкий возраст 605±8 млн. лет в Кузнецко-Алтайской шовной зоне имеют адакитовые плагиограниты Воскресенского интрузива [3], который размещается в 500 км севернее Чаганузунского участка. Это свидетельствует о крупномасштабности магматических событий с возрастом ~ 605 млн. лет. Вероятно, плагиомигматизация гранатовых амфиболитов отражает ретроградные изменения в процессе эксгумации метаморфических пород высокого давления. Формирование плагиогранитов могло происходить на начальных стадиях плавления эклогитов под воздействием водно-углекислого флюида, отделявшегося при деволатилизации серпентинизированных

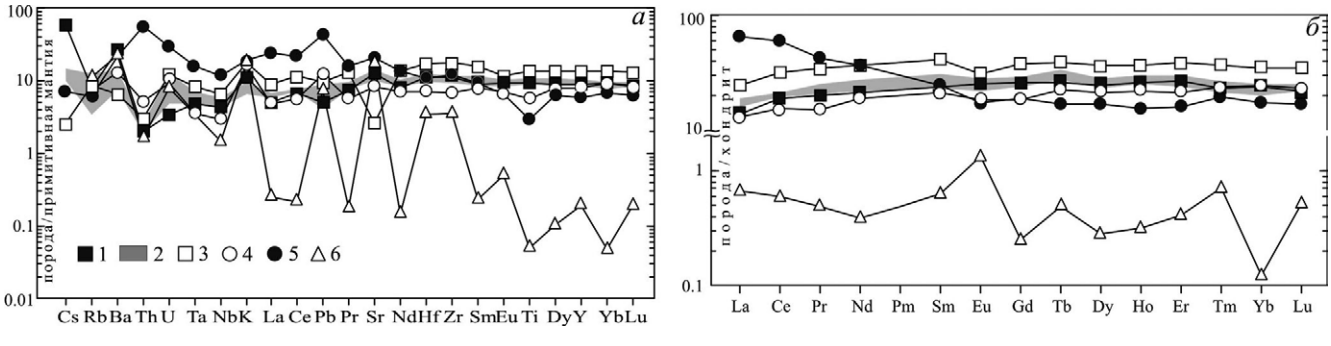

Рис. 2. Диаграмма микроэлементов (а) и РЗЭ (б) для пород балтырганского комплекса.
1 – эклогиты (пр. 4245); 2 – бесплагиоклазовых гранатовых амфиболитов; 3 – гранатовые амфиболиты с небольшим содержанием кварца и плагиоклаза (пр. 40); 4 – гранатовые амфиболиты с плагиогранитными обособлениями вблизи порфиробластов граната; 5 – гранатсодержащая кварц-плагиоклазовая лейкосома полосчатого мигматита; 6 – плагиогранитная лейкосома, не содержащая гранат (пр. 105-2).

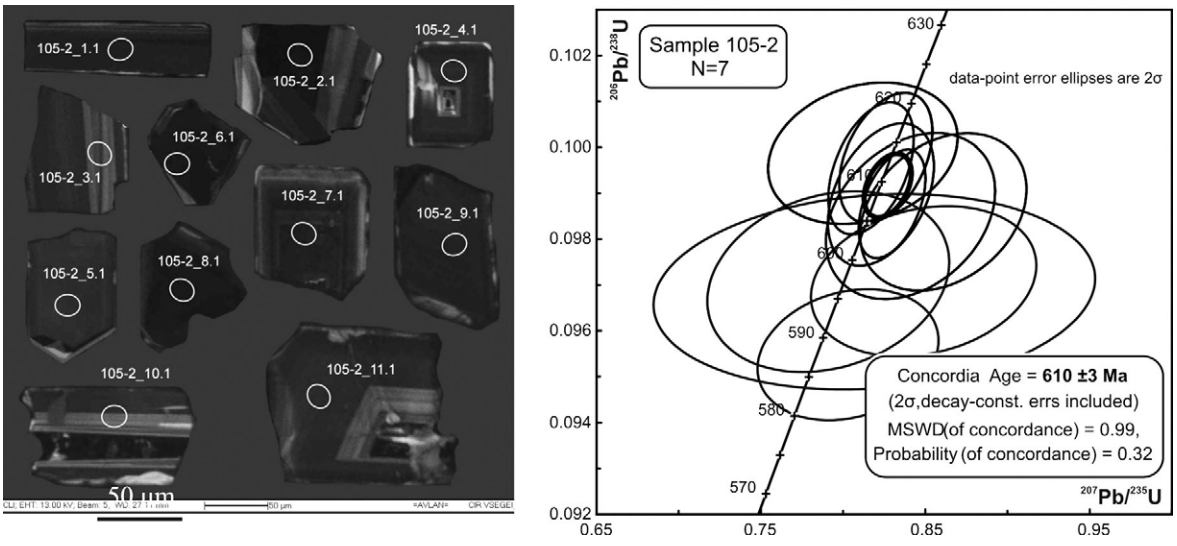

Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения циркона с точками измерений и U-Pb диаграмма с конкордией для плагиогранитов пр. 105-2.

ультрамафитов, возможность которого подтверждена экспериментально [1]. Расплав богатый SiO_2, Na_2O и бедный РЗЭ отжимался на более высокие горизонты, накапливался и эволюционировал в магматических камерах, из которых внедрялись магмы адакитовых плагиогранитов, подобных породам Воскресенского интрузива в Кузнецком Алатау. Эксгумация балтырганских эклогитов носила временный характер на фоне значительно более продолжительной субдукции в Кузнецко-Алтайской шовной зоне. Наиболее древние породы здесь представлены адакитовыми плагиогранитами Гремячинского массива с U-Pb возрастом 876 млн. лет [3], которые на диаграммах малоподвижных компонентов (Nb, Ta, Y, Yb, Hf, Th) классифицируются как граниты вулканических дуг. Формирование надсубдукционных вулканических комплексов продолжалось до второй половины раннего кембрия включительно [2]. Тесная ассоциация с серпентинизированными ультрамафитами и геохимические особенности ретроградных изменений в балтырганском комплексе, отсутствие существенного привноса крупноионных литофилов (Cs, Rb, Ba, K), позволяют предполагать, что эксгумация эклогитов происходила по глубинному серпентинитовому каналу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутвина В.Г., Сафонов О.Г., Литвин Ю.А. Экспериментальное исследование плавления эклогита с участием флюида H_2O-CO_2-KCl при 5 ГПа // ДАН, 2009. Т. 427. № 3. С. 365-369.

2. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского вулканизма в ЮВ части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 32-55.

3. Руднев С.Н., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В. и др. Вендский этап островодужного гранитоидного магматизма в Кузнецком Алатау // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Тез. докл. Т. 2. Иркутск, 2010. С. 59-61.

4. Dobretsov N.L., Buslov M.M. Serpentinic mélanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // International Geology Review, 2004. V. 46. N. 11. P. 957-980.

5. Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of Late Precambrian eclogites and associated metabasites, Gorny Altai, Southern Russia // International Geology Review, 2002. V. 44. N. 9. P. 837-858.

Беломорская мезо-неоархейская эклогитовая провинция: сравнение с фанерозойскими аналогами

Докукина К.А., Минц М.В., Конилов А.Н.

Геологический интститут РАН

г. Москва, Пыжевский пер., 7, Россия, dokukina@mail.ru

Вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов [1-3, 5]. Находки эклогитов позволили кардинально пересмотреть существующие представления о северо-восточной границе Беломорского орогена. Стало понятным, что естественной границей между архейскими тектоническими провинциями – Беломорским аккреционно-коллизионным орогеном и Кольским континентом является Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс (ЦБП). В соответствии с этим, мы отделили северную часть Хетоламбинского тектонического покрова, образованную преимущественно гранито-гнейсами, залегающую структурно выше ЦБП, и рассматриваем ее в качестве Южно-Кольской активной окраины Кольского континента. Гранито-гнейсы активной окраины тектонически перекрывают ЦБП и пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента. В этом контексте ЦБП рассматривается в качестве мезо-неоархейской сутурной зоны. В более широком контексте протяженную область, включающую пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента, сутурную зону и активную окраину Кольского континента, образованную ТТГ-гнейсами и включающую эклогиты обоих типов (субдукционные эклогиты и эклогитизированные дайки) мы рассматриваем в качестве Беломорской мезо-неоархейской эклогитовой провинции (БЭП) (рис. 1).

Беломорская эклогитовая провинция включает ассоциации двух типов, различающиеся по природе протолитов. Эклогиты ассоциации Салмы формировались по породам океанической коры, включающей переслаивающиеся габбро, троктолиты и Fe-Ti габбро, подобно третьему слою океанской коры Юго-Западного Срединно-Индийского океанического хребта, вместе с продуктами спилитизации и выветривания в подводных условиях. В Гридино эклогитизации подверглись

Рис. 1. Беломорская эклогитовая провинция: мезо-неоархейские эклогиты. Схематическая геолого-тектоническая карта, демонстрирующая размещение мезо-неоархейских субдукционных эклогитов относительно главных тектонических подразделений архейской коры в восточной части Фенноскандинавского щита.

кислые и мафические породы континентальной коры, а также рои мафических даек, пересекающих гнейсовидность сформированных континентальных комплексов. Процессы эклогитизации были проявлены в интервале времени 2.82-2.72 млрд. лет [2, 3]. Таким образом, эклогиты БЭП являются свидетельством древнейшей из известных в мире субдукции океанических комплексов.

На рис. 2 приведены *PTt* траектории, иллюстрирующие эволюцию эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино. В обоих случаях тренд включает проградную стадию с повышением давления и температуры; эклогитовую стадию (при минимальном давлении 15-17 кбар); стадию декомпрессии, проходящую через поле гранулитовой фации, и ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации. Для сравнения на рис. 2 (а) даны два примера, характеризующих эволюцию метаморфических комплексов, образованных голубыми сланцами и эклогитами, при погружении в зону субдукции и последующей эксгумации: (1) Эклогитовый Меланж Пуэбо палеогенового возраста, размещенный вдоль северо-восточного побережья о. Новая Каледония, включающий барруазит- и глаукофан-содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты и сланцы [4]; (2) реконструкция P-T эволюции верхнеордовикских эклогитов восточной части хребта Блю Ридж (Южные Аппалачи, Сев. Америка): PTt траектория охватывает термальные события, произошедшие во время и вслед за субдукцией и при континентальной коллизии [7], которые включают последовательность минеральных преобразований от амфиболитовой к эклогитовой, далее к гранулитовой и затем вновь к амфиболитовой фации. Подобное перемещение эклогитовых ассоциаций через область высокобарных гранулитов представляет собой довольно частое явление, связанное с проградной или изотермической декомпрессией в условиях быстрого подъема к более высоким уровням коры [7, 6].

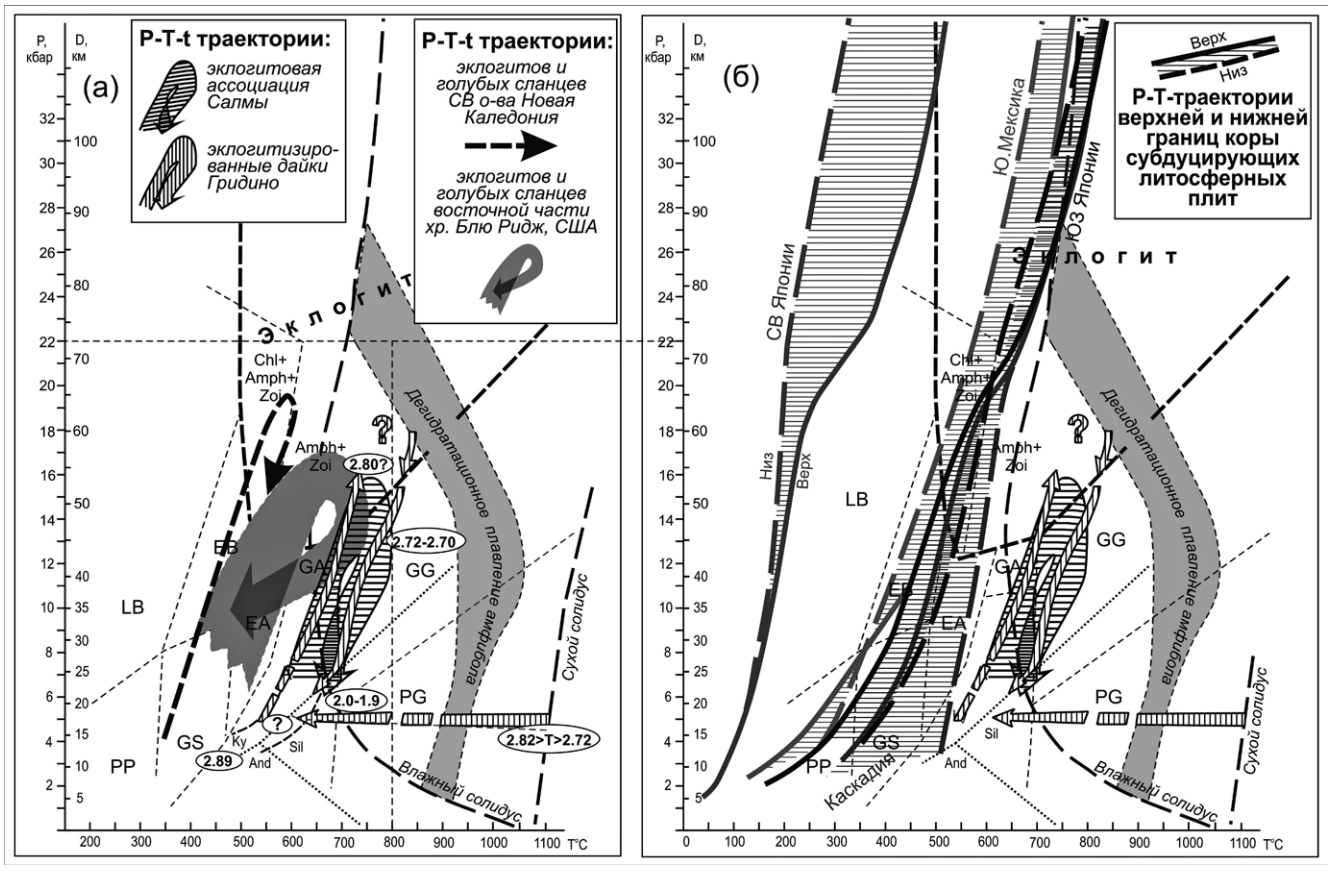

Рис. 2. *PTt* эволюция эклогитов субдукционного происхождения и эклогитизированных даек Беломорской эклогитовой провинции в сравнении с реконструкциями PT эволюции современных и молодых зон субдукции (пояснения в тексте).

Океаническое происхождение протолитов позволяет рассматривать прогрессивную ветвь эволюции эклогитовой ассоциации Салмы в качестве PT траектории субдуцирующей плиты. Для сравнения на рис. 2 (б) показаны PT траектории зон субдукции, полученные в результате численного моделирования: «холодной» (СВ Японии) и «теплых» (Ю Мексики, ЮЗ Японии и Каскадия) современных зон субдукции (результаты модельных расчетов по [8]). Диаграмма наглядно демонстрирует различия в метаморфической эволюции и глубине начала плавления в случае «холодной» и «теплой» субдукции. «Теплая» субдукция, причиной проявления которой, в современных обстановках, как правило, является близость зоны субдукции к срединно-океаническому хребту, где генерируется молодая горячая океаническая литосфера, обеспечивает условия для начала плавления на умеренных глубинах – порядка 80-100 км. При этом область плавления располагается в верхней части субдуцирующей плиты. В случае «холодной» субдукции, когда субдуцирует остывшая плита на значительном удалении от срединно-океанического хребта, плавление происходит на существенно бóльших глубинах, а область плавления располагается в пределах мантийного клина, перекрывающего зону субдукции. Прежде чем погружающаяся плита достигает области магмообразования, в обоих случаях она пересекает область PT-параметров фации голубых сланцев и далее – область эклогитовой фации, что соответствует широкому распространению соответствующих метаморфических комплексов в современных и фанерозойских областях конвергенции плит.

PT-диаграммы (рис. 2) комплексов Салмы, была заметно более «теплой» в сравнении со всеми приведенными примерами. Поэтому ей можно присвоить наименование «горячей субдукции». На глубине 25 км, которой в эклогитах Салмы сопутствуют оценки температуры порядка 640-670° С, зону субдукции Каскадии характеризуют температуры в интервале 450-550° С, то есть на 100-200° ниже. Повышенные значения температуры может иметь глобальные причины, такую, например, как общий высокий уровень температуры мантии в архее. Альтернативно, локальной причиной повышенных температур могло быть погружение медленно-спредингового хребта в зону субдукции. Неожиданным развитием последней версии оказалась идея о происхождение мафических даек Гридино – как следствие погружения горячего спредингового хребта под край Кольского континента. Другой вариант формирования даек – внедрение мафической магмы на дооокеанической стадии. P-T-t траектория эклогитов Салмы до настоящего времени не имеет природных аналогов – это первый и единственный природный объект, на котором удается реконструировать погружение «горячей» мафитовой коры, которая достигает области PT-параметров эклогитовой фации через области амфиболитовой и гранулитовой фаций, «минуя стороной», благодаря высокой температуре, области значений P-T, отвечающие фациям голубых сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.

2. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Докл. РАН, 2010. Т. 432. № 3. С. 370-375.

3. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады академии наук, 2010. Т. 434. № 6. С. 776-781.

4. Clarke G.L., Aitchison J.C., Cluzel D. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal // Journ. of Petrology, 1997. V. 38. N. 7. P. 843-876.

5. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology, 2010. V. 38. P. 739-742.

6. O'Brien P.J., Rötzler J. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // Journal of metamorphic Geology, 2003. V. 21. P. 3-20.

7. Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B. Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA // Journal of metamorphic Geology, 2003. V. 21. P. 685-698.

8. Peacock S.M., Wang W., McMahon A.M. Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes. In: The Cascadia subduction zone and related subduction systems (S. Kirby, K. Wang, S.Dunlop – Eds). U.S. Geol. Survey open-file report 02-328 & Geol. Survey of Canada open-file 4350. Version 1.0. 2002. P. 123-126.

Изотопно-геохимические особенности процессов гранитообразования в палеозойских аккрецонных призмах на примере Монголо-Охотского пояса

Дриль С.И., Герасимов Н.С., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Спиридонов А.М.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, sdril@igc.irk.ru

К настоящему времени разработаны многочисленные геодинамические модели развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), важной составной частью которого является Монголо-Охотский пояс (МОП) [3]. Все тектонические модели формирования позднерифейских – палеозойских структур ЦАСП подчеркивают существенное значение субдукционных процессов вдоль окраин Северо-Азиатского кратона в этот интервал времени. Коллаж террейнов, образующий складчатые пояса Центральной Азии, включая МОП, формировался главным образом в результате аккреции к окраине Сибирского палеоконтинента террейнов островных дуг, аккреционных клиньев, турбидитовых террейнов, террейнов континентальных склонов. Именно этот первичный (ювенильный) коровый субстрат стал вмещающей средой для последующих процессов гранитообразования.

Sm-Nd изотопная систематика вещественных комплексов первичной коры МОП

Ранне-среднепалеозойские аккреционные призмы. Основной объем отложений аккреционного клина в Забайкальской части МОП, представлен породами кулиндинской, ононской и чиндантской свит, объединенных в составе Ононского террейна [3]. Для первой свиты характерно сочетание метабазитов, микрокварцитов (метакремней) и терригенных метаосадочных пород, тогда как в составе двух последних резко преобладают терригенные метаосадочные образования. Среди метабазальтов кулиндинской свиты выявлены разности, сопоставимые с базальтами N-MORB, E-MORB и OIB. Положительные величины $\varepsilon Nd_{(385\text{-}475MA)}$ = +1.9-(+9.5) для всех типов базальтоидов (рис. 1) указывают на их связь с деплетированным мантийным источником, за исключением единичных составов, имеющих «эпсилон»-отрицательные характеристики ($\varepsilon Nd_{(385\text{-}475MA)}$ = -1.4-(-3.8)). Изотопный состав Nd в метаосадочных породах всех трех свит близок – $\varepsilon Nd_{(385\text{-}475)}$ = (-6.3) – (+2,8), а величины модельных изотопных возрастов лежат в пределах $T_{Nd(DM\text{-}2)}$ = 1770-1100 MA, что позволяет отнести образования Ононского террейна аккреционного клина МОП к рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии [2].

Позднепалеозойские интрузивные и вулканогенно-осадочные образования активных континентальных окраин. Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы пояса в пределах Восточного Забайкалья магматическими индикаторами островодужной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменской свиты, объединяемые в составе Каменского островодужного террейна [3]. Отложения уртуйской свиты Восточного Забайкалья указывают на существование зоны субдукции вдоль юго-восточной окраины Монголо-Охотского палеоокеана. Среди образований береинского комплекса выделяются две интрузивные фазы, ранняя из которых представлена габброидами и диоритами, а более поздняя – трондъемитами и плагиогранитами. Каменская свита представлена вулканитами базальт-андезит-риолитового состава, которые имеют типичные островодужные геохимические характеристики, что выражается в преобладании LILE и LREE над HFSE с глубокими минимумами по Nb и Ta на спайдердиаграммах. Отложения уртуйской свиты представлены таким же набором пород с аналогичными геохимическими признаками.

Как интрузивные, так и вулканогенные породы Каменского островодужного террейна имеют положительные величины εNd. Величина $\varepsilon Nd_{(300MA)}$ = +3.8-(+7.5) в базальтах каменской свиты совпадает с таковыми в диоритах и плагиогранитах Береинского комплекса – $\varepsilon Nd_{(300MA)}$=+3.1-(+4.1)

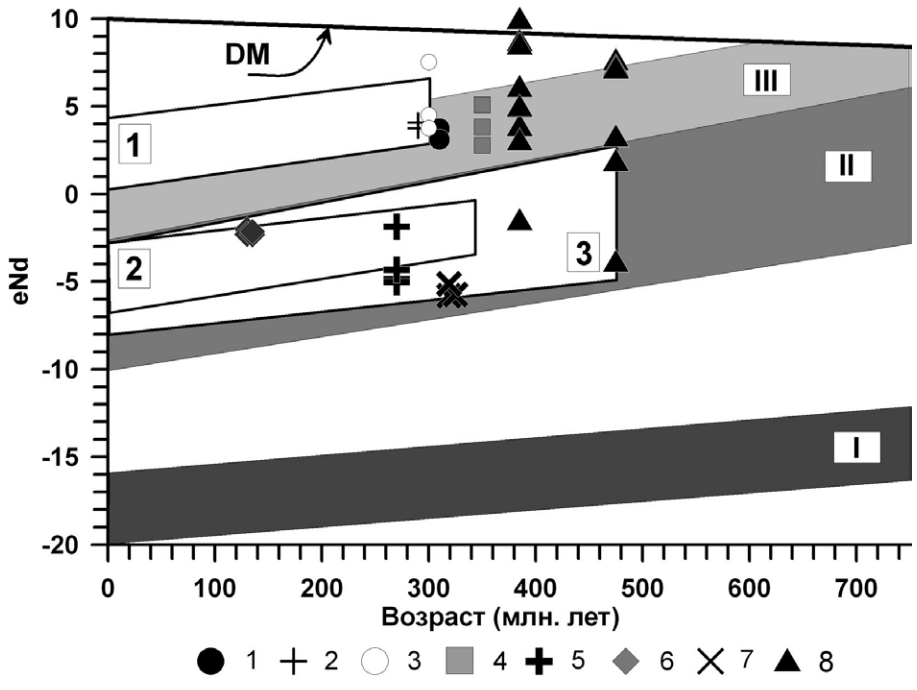

Рис. 1. Эволюционная диаграмма εNd-Возраст (МА) для интрузивных пород и вулканитов палеоостровных дуг МОП, коллизионных и некоторых постаккреционных гранитоидов: 1 – габбро береинского комплекса; 2 – граниты береинского комплекса; 3 – базальты каменской свиты; 4 – базальты уртуйской свиты; 5 – граниты ундинского комплекса; 6 – граниты амуджикано-сретенского комплекса; 7 – граниты олекминского комплекса; 8 – метабазальты кулиндинской свиты. Арабскими цифрами обозначены области эволюции изотопного состава Nd для осадочных и метаосадочных образований: 1 – каменской свиты; 2 – уртуйской свиты; 3 – кулиндинской, ононской и чиндантской свит. Римскими цифрами обозначены поля эволюции изотопного состава Nd в архейской (I), рифейской (II) и каледонской (III) коровых провинциях ЦАСП [2].

(рис. 1), что может указывать на тесную генетическую связь средних и кислых пород береинского комплекса с основными расплавами. Близки и модельные Nd изотопные возрасты базальтов – T_{Nd}(DM) = 920МА, и интрузий среднего-кислого состава – T_{Nd}(DM-2) = 770-940МА. Величины $eNd_{(350MA)}$ в метабазитах уртуйской свиты положительны и лежат в пределах +2.8–(+5.1) (рис. 1). Величины T_{Nd}(DM) для базальтов с величинами $^{147}Sm/^{144}Nd < 0,145$ лежат в пределах 820-940 МА. Таким образом, величины T_{Nd}(DM,DM-2) для магматических пород Каменского островодужного террейна и уртуйской свиты соответствуют каледонской изотопной коровой провинции Центральной Азии.

Поступление ювенильного вулканогенного материала в бассейн осадконакопления не могло не сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и (или) активных континентальных окраин. Примером таких образований служат вулканогенно-осадочные и осадочные породы каменской и уртуйской свит Восточного Забайкалья. Туфоалевролиты каменской свиты имеют положительные значения $\varepsilon Nd_{(300)}$ = +2.8-(+6.4) (рис. 1) при T_{Nd}(DM-2) = 550-850 МА, что свидетельствует о значительной доле относительно молодого ювенильного корового вещества в составе этих осадочных пород. В отличие от вулканогенно-осадочных пород каменской свиты исследованные туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины $\varepsilon Nd_{(350)}$ = 0.1-(-3.2) при более древних модельных Nd изотопных возрастах – T_{Nd}(DM-2) = 1060-1380 МА. Это свидетельствует о большей доле древнего корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменской.

Изотопная Sm-Nd систематика некоторых коллизионных и постколлизионных гранитоидов МОП. Позднепалеозойские коллизионные процессы на окраинах Монголо-Охотского палеоокеана сформировали пояс интрузий и батолитов палингенных известково-щелочных

гранитоидов ундинского и олекминского комплексов Восточного Забайкалья. Массивы ундинского комплекса маркируют обстановку активной окраины вдоль северо-восточной окраины Аргунского террейна МОП. Граниты Верхнеундинского батолита этого комплекса имеют величины $\varepsilon Nd_{(275MA)}$ = -5.0-(-1.9) (рис. 1) и модельные возрасты T_{Nd}(DM-2) = 1210-1470 МА. Гранитоиды олекминского комплекса широко развиты вдоль юго-восточного края Западно-Станового террейна МОП. Возрастные рамки и «объем» этого комплекса является предметом дискуссии [1]. В настоящее время очевидно, что среди обширных батолитообразных массивов известково-щелочных палингенных гранитоидов вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского (476-431 МА) и позднепалеозойского (343-318 МА) [1]. Раннекарбоновые граниты выявлены авторами в пределах Алеурского хребта Восточного Забайкалья (Rb-Sr, 319+/-12 МА, $I_{(0)}Sr$ = 0.70685+/-11, СКВО = 0.3). Низкая величина $I_{(0)}Sr$ свидетельствует о том, что первичным субстратом для них могли являться вулканогенно-осадочные образования активной окраины Палеосибирского континента, погруженные на глубину гранитообразования. Полученные изотопные Sm-Nd характеристики гранитов олекминского комплекса – $\varepsilon Nd_{(316MA)}$ = = -5.1-(-5.7) (рис. 1) и T_{Nd}(DM-2) = 1520-1890 МА, свидетельствуют о присутствии в источнике этих гранитов материала несколько более древнего, по сравнению с гранитами ундинского комплекса.

Постколлизионный гранитоидный магматизм в пределах забайкальской части МОП широко проявился в позднемезозойское время, когда сутурная зона приобрела черты трансформной границы плит, выраженной в масштабных левосторонних сдвиговых перемещениях. На этом фоне возникали многочисленные зоны растяжения, выраженные в виде рифтогенных впадин, с которыми был связан магматизм основного и кислого состава, а также комплексы метаморфических ядер [3]. Зачастую вмещающей средой для постколлизионных гранитоидов, например, амуджикано-сретенского комплекса, являлись преимущественно образования аккреционного клина МОП. Породы Сретенского и Верхне-Голготайского массивов этого комплекса имеют $\varepsilon Nd_{(130MA)}$=-2.0-(-2.3) и T_{Nd}(DM-2) = 1100-1130 МА.

Таким образом, изотопные Sm-Nd характеристики как коллизионных, так и постколлизионных гранитоидов указывают на их принадлежность к рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии [2]. Близость Sm-Nd изотопных характеристик гранитоидов и метатерригенных пород аккреционного клина МОП может служить подтверждением возможного участия последних в процессах корового магмообразования. Изотопное районирование ЦАСП [2], проведенное на основе распределения величин модельных возрастов гранитоидов T_{Nd}(DM-2), свидетельствует, что изотопные метки рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии являются преобладающими для большинства гранитоидов МОП. Это может служить свидетельством того, что позднепалеозойские и мезозойские корообразующие процессы в пределах этого складчатого пояса приводили лишь к переработке уже существовавшего более древнего корового вещества.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00772, 11-05-00925, 09-05-10008к, а также Интеграционных проектов СО РАН № 13 и №24.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и Геофизика, 2002. Т. 43. № 11. С. 973-989.

2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999. № 3. С. 21-41.

3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. № 6. С. 7-41.

Изотопная геохимия и мантийные источники позднекайнозойского вулканизма Японского и Охотского морей и подводного хребта Витязя

Емельянова Т.А., Леликов Е.П.

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

В позднем кайнозое формирование глубоководных котловин Японского и Охотского морей (Японской, Ямато, Цусимской и Курильской) сопровождалось вулканической деятельностью, максимум которой приходится на миоцен-плейстоценовый период [1]. Исследование состава изотопов Nd и Sr вулканических пород позволило установить мантийные источники и некоторые особенности образования данных морей.

В Японском море среднемиоцен-плиоценовые окраинноморские (ОМ) базальтоиды формируют ряд вдоль мантийной последовательности (см. рис.), в промежутке между источниками PREMA (преобладающая мантия), HIMU (обогащенная ураном литосферная мантия) и BSE (валовый состав Земли). Данные породы образуют две группы. Первая группа формирует ореол между резервуарами HIMU и PREMA и характеризуется высокими соотношениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5128-0.5130) и низкими – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7032-0.7035), вторая группа тяготеет к BSE, а базальтоиды Цусимской котловины из этой группы еще и к источнику EMI (обогащенной нижней корой мантии). Для второй группы вулканитов свойственны более низкие соотношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,5125-0,5127) и более высокие – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7042-0.7050).

Проведенное сравнение среднемиоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов вулканических построек котловин Японского моря с вулканитами скважин 794 и 797 котловины Ямато [2, 3] показало некоторое различие в изотопном составе тех и других пород. Базальтоиды первой группы отличаются от пород скв. 794 и нижнего комплекса скв. 797, тяготеющих к PREMA и BSE, более низкими значениями изотопов Sr. А породы второй группы характеризуются более низкими соотношениями Nd. К самым деплетированным вулканическим образованиям Японского моря относятся толеиты верхнего комплекса скв. 797, которые максимально приближены к DM (деплетированной мантии) и отражают стадию максимального окраинноморского спрединга, приходящегося на конец раннего-начало среднего миоцена [2]. Но, несмотря на некоторые отличия, все миоцен-плиоценовые ОМ базальтоиды Японского моря на диаграмме занимают область ще-

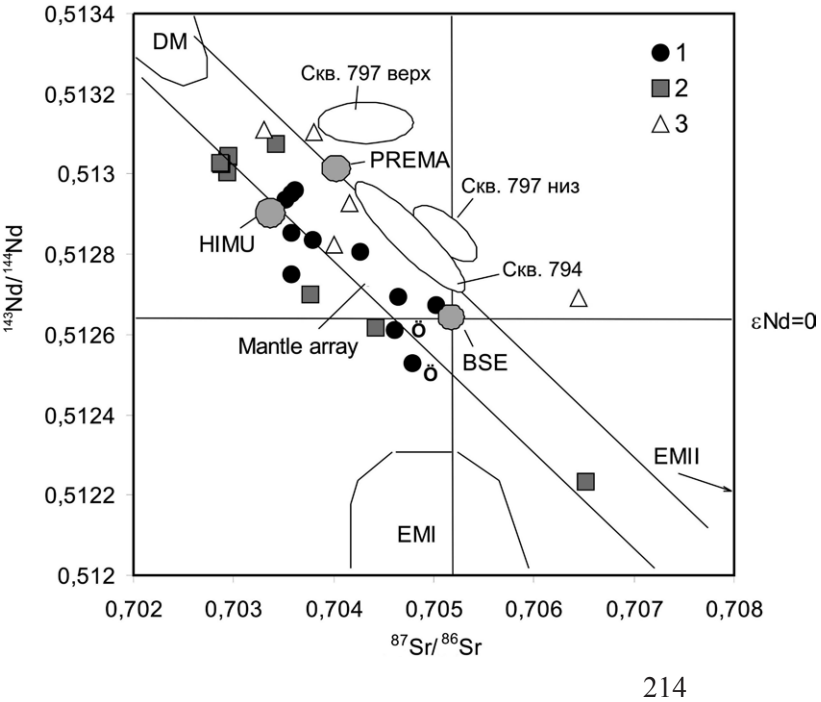

Рис. Изотопные отношения Nd и Sr в миоцен-плейстоценовых вулканитах глубоководных котловин Японского (1) (Ц – Цусимская), Охотского (2) морей и в палеоцен-плейстоценовых вулканитах хребта Витязя (3).

лочнобазальтоидных вулканитов OI по [5] и, в частности, Гавайских островов по [3].

На юге Охотского моря геохимия изотопов плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины демонстрирует другую картину. На диаграмме породы котловины образуют последовательный ряд от деплетированного источника (DM) к обогащенному верхней корой мантийному источнику EMII (см. рис.). Основные разновидности пород (базальты и андезибазальты) группируются вблизи источника DM и характеризуются повышенными значениями соотношений изотопов Nd (0.5126-0.5130) и пониженными – Sr (0.702870-0.703303). Для андезитов свойственны более низкие показатели изотопов Nd (0.511877-0.512619) и более высокие – Sr (0.704424-0.706519). В отличие от япономорских ОМ базальтоидов с мантийными изотопными характеристиками, курильские вулканиты демонстрируют состав изотопов, указывающий не только на их мантийный генезис, но и на участие корового материала в магмогенерации. Это обстоятельство свидетельствует о менее интенсивном разрыве коры в плиоцен-плейстоцене в пределах Курильской котловины по сравнению с ее мощным разрывом в центральной части Японского моря (Японской котловине) на рубеже раннего-среднего миоцена, в период максимального окраинноморского спрединга. Однако соотношения изотопов Nd и Sr в трахиандезитах хребта Гидрографов на юго-западе Курильской котловины совпадают с таковыми в япономорских базальтоидах. Фигуративные точки тех и других пород образуют единый ореол между источниками HIMU и BSE (см. рис.). Это может указывать на генетическую связь этих пород и являться одним из доказательств того, что Курильская и Японская котловины формировались как единая Японо-Курильская впадина.

В пределах хребта Витязя вулканические породы подразделяются на палеоцен-миоценовые и плиоцен-плейстоценовые. На диаграмме все эти породы формируют ряд вдоль мантийной последовательности, от резервуара DM до обогащенного верхней корой источника EMII (см. рис.), что указывает на мантийно-коровую природу их происхождения. От курильских они отличаются более высокими значениями Sr (0.703309-0.706447), а значит и большим участием сиалического субстрата в магмогенерации. Причем, от молодых вулканитов хребта Витязя к более древним изотопное отношение Sr повышается (от 0.703309 до 0.706447), а Nd понижается (от 0.512692 до 0.513112) (см. рис.). При этом плиоцен-плейстоценовые породы располагаются ближе к источнику DM, тогда как более древние растянуты вдоль мантийной последовательности. Эти различия могут быть связаны с различной степенью участия континентальной коры в генерации расплавов, формирующих разновозрастные вулканические комплексы хребта Витязя, значительно большим для палеоценовых вулканитов и меньшим для плиоцен-плейстоценовых.

Таким образом, составы изотопов Sr и Nd указывают на мантиный генезис позднекайнозойских вулканических пород Японского и Охотского морей и хребта Витязя и разную степень контаминации расплавов коровым материалом. Эта степень во многом обусловлена разной интенсивностью окраинноморского спрединга. Максимум его приходится на центральную часть Японского моря (Японскую котловину), где обнаружены ОМ базальтоиды с составом изотопов, близким к компонентам мантийного плюма – HIMU, PREMA и BSE.

ЛИТЕРАТУРА

1. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 2. С. 58-69.

2. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера, 2004. № 3. С. 33-56.

3. Фор Г. Основы геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.

4. Pouclet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: hole 794D, Sea from Japan // Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., McWilliams M. et al., 1992. Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. V. 127/128. Pt. 2. P. 779-789.

5. Tatsumi Y. Origin of subduction zone magmas based on experimental data. Physics andchemistry of magmas, Perchuk L.L. and Kushiro I. (eds). Advances in Physical Geochemistry. 1991. V. 9. P. 268-301.

Геохимически специализированные резервуары в континентальной литосфере, как возможные источники редкометалльных гранитоидов

Ефремов С.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Проблема существования в континентальной коре геохимически специализированных источников вещества, дающих возможность продуцировать кислые редкометалльные расплавы, по сей день остается дискуссионной. Большинство исследователей в качестве подобного источника рассматривают метаосадочные породы верхней континентальной коры. Однако более детальные изучение процесса образования редкометалльных гранитоидов, указали на недостаточно высокие концентрации гранитофильных элементов во всех коровых геохимических резервуарах [7 и ссылки в этой работе]. Это приводит к мысли о необходимости эндогенного обогащения источников редкометалльных гранитоидов и подтоке вещества с более глубоких уровней Земли.

Результаты, полученные для редкометалльных гранитоидов Чукотки показали, что главным источником гранитофильных элементов являлось осадочное вещество верхней континентальной коры, рециклированное в зоне субдукции [1]. Редкометалльные гранитоиды образовались в результате смешения геохимически специализированных ультракалиевых магм с кислыми коровыми расплавами [2, 3]. Источник ультракалиевых магм расположен в субконтинентальной литосферной мантии и образовался под воздействием метасоматизирующего агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции [1, 3].

Тестирование моделей показало, что кислые коровые расплавы взаимодействовавшие с ультракалиевыми магмами, были редкометалльными [4]. Это дало возможность говорить о том, что ультракалиевая магма и редкометалльный гранитоидный расплав существовали одновременно. Наличие самостоятельной редкометалльной магмы требует существования геохимически специализированного корового источника на момент магмогенерации.

Что бы идентифицировать геохимически специализированный источник, расположенный в континентальной коре региона, была построена изотопная модель ее эволюции во времени. Изучение модели показало, что с мезопротерозоя по конец мезозоя на уровне гранитообразования находились две метаморфические толщи, генерировавшие гранитоидные магмы, не являющиеся редкометалльными. Все это позволило предположить, что геохимически специализированный источник был сформирован под воздействием какого либо эндогенного процесса на выделенные метаморфические толщи, непосредственно перед образованием редкометалльных гранитоидов.

Сравнение геохимических характеристик производных коровых резервуаров с редкометалльными гранитоидами Чукотки показало относительное обогащение последних флюидомобильными элементами. Ассоциация этих элементов аналогична таковой для производных одновозрастных ультракалиевых магм, что позволяет рассматривать формирование источников этих магматических образований в рамках единого процесса.

Учитывая то, что источник ультракалиевых магм региона образовался под воздействии метасоматизирующего агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции [1, 2], можно использовать этот механизм для объяснения причин образования геохимически специализированного источника в континентальной коре. Возможность этого процесса более подробно рассмотрена в работе [6].

Все вышесказанное позволяет предполагать, что геохимически специализированный источник редкометалльных гранитоидов Чукотки реально существует. Он образовался при воздействии на породы континентальной коры флюидов, выделившихся при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции.

Косвенно, о существовании такого источника могут свидетельствовать два возрастных уровня редкометалльного гранитоидного магматизма. Первый уровень связан с коллизионным событи-

ем, произошедшим после закрытия океанического бассейна, а второй – с заложением ОЧВП [1]. Другим подобным районом является провинция Рондония, расположенная на юго-западном фланге Амазонского кратона. В пределах этой провинции выделяется четыре возрастных уровня геохимически идентичного редкометалльного гранитоидного магматизма, связанного с различными тектоническими событиями в геологической истории этого региона [5].

Существование подобных источников дает возможность по-новому взглянуть на проблему металлогенического районирования территорий. Образуясь в зоне субдукции, они существуют в течении длительного периода времени и могут быть ремобилизованы при последующих тектонических перестройках.

Работа выполнена при поддержке ИП СО РАН №№ 13, 37.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефремов С.В. Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов Восточного побережья Чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов // Тихоокеанская геология, 2009. № 1. С. 84-95.

2. Ефремов С.В., Козлов В.Д. Ультракалиевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // Геология и Геофизика, 2007. Т. 48. № 2. С. 283-286.

3. Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Сандимиров И.В. О достоверности Rb/Sr изотопных датировок мелового гранитоидного комплекса Центральной Чукотки // Геология и геофизика, 2010. № 12. С. 1257-1261.

4. Ефремов С.В. Оловоносные гранитоиды, как индикаторы процессов глубокой перестройки континентальной литосферы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2010. Т. 1. С. 116-117.

5. Dall' Agnol R., Costi H.T., Leite A.A., Magalhães M.S., Teixeira N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. // Precambrian Research, 1999. V. 95. P. 9-39.

6. Schurr B., Asch a G., Rietbrock A., Trumbull R., Haberland C. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography // EPSL, 2003. V. 215. P. 105-119.

7. Vellmer C., Wedepohl K.H. Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria // Contrib. Mineral. Petrol., 1994. V. 118. P. 13-32.

Синсдвиговые гранитоиды Сихотэ-Алиня

Иванова В.Л.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Россия

В тектонически сложном районе центрального Сихотэ-Алиня, где стыкуются два генетически различных террейна: Самаркинский, представляющий фрагмент акреционной призмы юрского возраста, и Журавлевский, сложенный турбидитами мелового возраста [1], локализуются массивы гранитоидов разного состава, возраста и генезиса. Кроме того, этот узел осложнен крупными разломами: Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом и Тигринским надвигом.

Среди гранитоидов (рис. 1) выделяются три комплекса: дальненский (массивы Дальненский, Излучинский, Дальне-Арминский, шток Восток-2), арминский (массивы Водораздельный, Приисковый, шток Забытый) и бисерский (массивы Бисерский, Перевальный и мелкие тела в зоне ЦСАР). Различия в составе, рудной специализации этих комплексов (табл.), так же, как и локализация в различных тектонических блоках хорошо изучены в процессе съемочных и разведочных работ. Современные представления о тектонике и геодинамики района дают возможность объяснить некоторые спорные вопросы становления интрузивов, уточнить генезис магм и рудной нагрузки. Массивы дальненского комплекса прорывают породы Самаркинского террейна, т.е. вероятна генетическая связь образовавших их расплавов с акреционной призмой. Магма арминского комплекса испытала влияние пород Журавлевского террейна. Биссерские граниты локализованы в Самаркинском террейне непосредственно в зоне ЦСАР, разрываются последним и смещаются с образованием двух массивов: Перевальный и Бисерский [4].

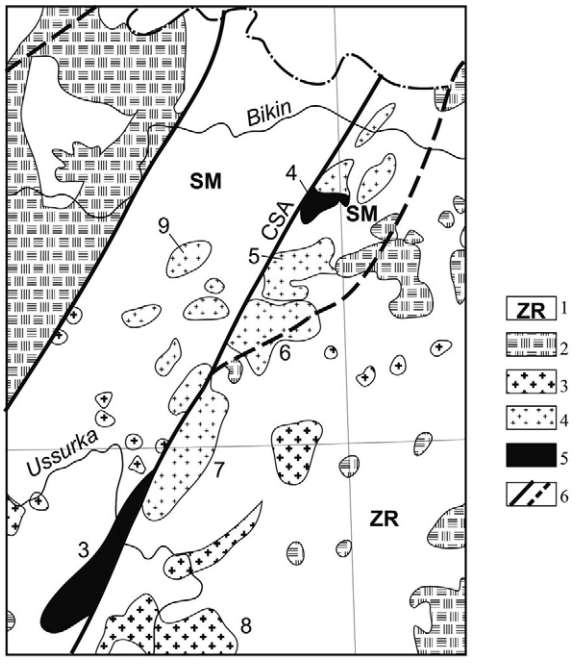

Рис. 1. Схема расположения массивов гранитоидов в районе ЦСАР.
1 – обозначение террейнов; 2 – эффузивы; 3 – граниты бисерского комплекса; 4 – гранитоиды арминского комплекса; 5 – гранитоиды дальненского комплекса; 6 – разломы и границы террейнов. Цифрами обозначены массивы: 3 – Перевальный; 4 – Биссерский; 5 – Дальненский; 6 – Излучинский; 7 – Дальне-арминский; 8 – Приисковый; 9 –Момбиассанский.

Необходимо обратить внимание на одну особенность дальненских гранитоидов: кварц в их составе имеет двуосную оптику с большими углами 2V (табл.) и кроме того, в зерне происходит «скрутка» индикатрисы с неизменным положением оси Ng и смещением ориентировки оси Np по кругу вслед за волнистым погасанием, т.е. кристаллы в процессе роста подвергались крутящему моменту. Двуосность кварца в породах других комплексов слабая, до нескольких градусов [2]. Так же как во фрагменте синсдвигового окраинного бассейна (Журавлевский террейн) [1] терригенные отложения имеют характерные структуры «гидротектонитов» [5], указывающие на неспокойную обстановку при консолидации осадков, так же и минералы гранитоидов несут информацию о неспокойной кристаллизации. Примером этому является двуосность кварца, которая дает основание связать становление Дальненского, Излучинского, Дальне-Арминского интрузивов со сдвиговыми перемещениями мелового возраста. Такому предположению не противоречит особенность эволюции расплава в указанных массивах, требующая мощной внешней энергии: происходит не только отделение от адамелитовой магмы второй гранитной фазы, но и образование остаточного вольфрамо-натровосиликатного расплава. Момбиассанский массив хоть и относится по всем признакам к дальненскому комплексу, но отличается локали-

Таблица. Отличительные признаки пород разных комплексов и рудоносных штоков

Комплекс, шток	**Порода**	**Геохимический тип**	**Рудная специализация**	**2V (град.), вид погасания кварца**
Дальненский	адамелит	андезитовый	W, Au, сульфиды	12-20, волн.
	гранит			11, 13, 16
Восток-2	гранодиорит, плагиогранит			6-8, 7-16, мозаичн.
Арминский	Адамелит, гранит	плюмазитовый	W, Sn, Li, F, редкие металлы	слабо двуосный
Забытый	Гранит, гранит-порфир			слабо двуосный
Биссерский	Гранит к.з., аплитовидный	плюмазитовый	Sn, Li,	слабо двуосный мозаичн. с вытянутыми индивидами.
Тигриный	Гранит-порфир	плюмазитовый	W, Sn, Li, F	одноосный

зацией к западу от Центрального разлома (в блоке, не потерпевшим активного сдвига), существенным содержанием магнетита, слабой двуосностью кварца и несколько иной дифференциацией магмы. Натровосиликатный расплав здесь не отделялся, не происходила и концентрация вольфрама, который остался рассеянным в породах и минералах интрузива. Особенности Момбиассанского массива показывают, что влияние на него сдвига не так очевидно. Мысль, что сдвиг по ЦСАР способствовал внедрению дальненских (татибинских) гранитоидов, высказывалась раньше геологами-съемщиками (обзор см. [4]).

На рис. 2 показан один из вариантов реконструкции соотношения блоков до внедрения дальненских гранитоидов. Видно, что совмещение массивов бисерских гранитов, весьма вероятно, но разлом со сдвигом пород Самаркинского террейна происходил,по-видимому, и до образования этих гранитов. Итак, с большой вероятностью можно считать дальненские гранитоиды и связанные с ними рудные процессы синсдвиговыми, арминский комплекс постсдвиговым (имеется в виду основная сдвиговая фаза), причем, рудоносные литий-фтористые флюиды, возможно, связаны с активностью уже более поздних сдвигов: Арминского, Забытого [6]. Бисерский комплекс тоже может оказаться синсдвиговым, но связанным с более ранними и менее активными подвижками: выплавление низкокальциевой близкой к эвтектике магмы не требовало такой мощной энергии, как в случае с магмой дальненского комплекса. Разная рудная специализация: олово-редкометальная бисерского и вольфрамо-сульфидная дальненского комплексов свидетельствует, по-видимому, о расплавлении разных пластин Самаркинской призмы.

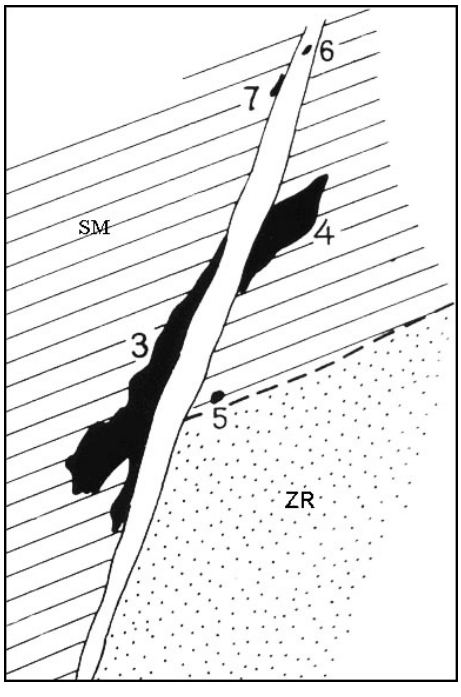

Рис. 2. Реконструкция положения гранитов бисерского комплекса до внедрения дальненского комплекса.
Цифрами обозначены массивы: 3 – Перевальный, 4 – Бисерский, 5 – кл. Скитаний, 7 – кл. Прямого.

Локализация зон генерации магмы – остается проблематичным вопросом. Даже разделение гранитоидов на I, S, A типы неоднозначно. Только дальненский комплекс и основные разности арминского комплекса четко относятся к I типу и к островодужным магмам, а гранит-порфиры Тигриного штока к A типу и внутриплитным магмам [3]. Кислые разности арминских плюмазитовых гранитов несут признаки и синколизионных пород, и внутриплитных, относятся к типу S, или лежат на границе S-A типов. Но эта неоднозначность становится понятной при учете того, что магмы генерировались в блоках литосферы различного генезиса, составляющих пеструю мозаику активной окраины континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.

2. Иванова В.Л. Оптическая двуосность кварца – аномалия или норма? // Структура и разнообразие минерального мира Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 273-274.

3. Иванова В.Л., Дудник А.Н. Особенности рудно-магматической системы месторождения Тигриного // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО СССР, 1991. С. 120-132.

4. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.

5. Размахнин Ю.Н. Конседиментационные тектониты в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня // Сов. геол., 1963. № 11. С. 116-121.

6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.

Геохимия гранитоидов Олекминского комплекса и вулканических пород Иргаинской свиты (Восточное Забайкалье)

Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Дриль С.И.

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

В последнее время заметно возросло количество исследований, посвященных проблеме геодинамического моделирования процессов, которые протекали в палеозое в Центрально-Азиатском складчатом поясе в целом и в пределах Монголо-Охотского пояса (МОП) в частности, например [4]. Однако до настоящего момента многим актуальным проблемам не уделено должного внимания. Одной из таких проблем является природа Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна – возник ли этот палеоокеан активно, т.е. в результате раскола какого-то континентального блока, или существовал пассивно, как уцелевший фрагмент Палео-Азиатского океана, открывавшегося в Палеопацифику. Исследования осадочных и магматических комплексов юго-восточной (в современных координатах) окраины Западно-Станового террейна МОП, включенного в складчатое обрамление Северо-Азиатского кратона не позднее раннего палеозоя позволяет в определенной степени подойти к решению этих вопросов. Для более полного представления о геодинамических процессах, происходивших в раннем-среднем палеозое в этом регионе, ключевое значение имеет изотопно-геохимическая интерпретация состава вулканогенно-осадочных образований иргаинской свиты Восточного Забайкалья, а также гранитоидов олекминского комплекса, прорывающих отложения этой свиты.

Согласно существующим вещественным критериям палеогеодинамической интерпретации гранитоидов, раннепалеозойские магматические образования Западно-Становой структурно-формационной зоны (СФЗ) несут все признаки палингенных батолитов активных континентальных окраин (АКО), что отвечает современным палеогеодинамическим реконструкциям региона [2].

До настоящего времени нет надежных геологических данных для определения возраста гранитов олекминского комплекса. Однако, возраст гранитоидов олекминского комплекса определяется по прорыванию ими пород среднерифейской иргаинской свиты и кембрийской (?) солонцовской толщи. Описываемые гранитоиды, в свою очередь, перекрыты пермской куйтунской серией и прорваны позднепермскими интрузиями бичурского комплекса [1]. Некоторыми исследователями в разное время проводились определения абсолютного возраста отдельных гранитных массивов олекминского комплекса. Pb-Pb методом определения возраста по циркону были получены датировки в 660 млн. лет [1]. Выходы пород к северу г. Сретенска, согласно Rb-Sr датированию, имеют возраст 438±39 млн. лет, а возраст наложенных процессов оценен в 353±5 млн. лет [3]. Таким образом, вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского и позднепалеозойского.

По составу породы комплекса изменяются от роговообманково-биотитовых гранитов и гранодиоритов до лейкократовых и аплитовидных гранитов. Для большинства разновидностей пород характерны нормальные гранитные структуры. Из акцессорных минералов следует отметить монацит и повышенное содержание апатита, что является одним из важных отличительных признаков комплекса. Специфической особенностью геохимии комплекса является невысокая, но постоянная примесь ниобия (6-25 г/т).

Раннекарбоновые граниты выявлены в пределах Алеурского хребта Восточного Забайкалья (междуречье рр. Куэнга и Шилка), для которых нами получена Rb-Sr изохронная датировка с параметрами 319±12 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0.70685±11, СКВО = 0,3. Низкая величина $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ свидетельствует о том, что первичным субстратом для них могли являться вулканогенно-осадочные образования активной окраины Палеосибирского континента, погруженные на глубину гранитообразования.

Поведение редкоземельных элементов в гранитоидах комплекса подобно валовому составу верхней континентальной коры, но с чуть меньшей концентрацией тяжелой части спектра. Породы характеризуется суммарным содержанием REE от 110 до 144 г/т; умеренной степенью фракционирования легких лантоноидов относительно тяжелых, выражающейся величиной $La/Yb_{(N)}$, варьирующей в пределах 12.50-14.16; слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.54-0.65).

Иргаинская свита Восточного Забайкалья представляет собой вулканогенно-осадочную толщу, сложенную метабазитами, метатерригенными породами и микрокварцитами, а ее возраст условно принят как рифейский [1]. Отложения свиты сохранились фрагментарно в виде провесов кровли в обширных полях гранитоидов олекминского комплекса в междуречье рр. Куэнга и Шилка. Метабазиты представлены плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, реже – практически мономинеральными амфиболитами. Геохимически породы отвечают умеренно титанистым субщелочным базальтам, точки их составов на диаграмме Ti/Y – Nb/Y располагаются между полями базальтов N-MORB и OIB, в наибольшей степени соответствуя базальтам E-MORB. Спектр распределения REE умеренно обогащенный ($La/Yb_{(N)}$ = 5.0-8.2) при Eu/Eu* = 0.91-1.49.

Современный изотопный состав Sr в метабазальтах можно охарактеризовать как умеренно обогащенный – $^{87}Sr/^{86}Sr_{(изм)}$ = 0.704018-0.705671. Неопределенность возраста пород свиты делает невозможным точное определение величины $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$. Однако, опираясь на возраст прорывающих гранитов олекминского комплекса – 319 млн. лет, который будет обоснован ниже, можно приблизиться к оценке этой величины – $^{87}Sr/^{86}Sr(320MA)$ = 0.703577-0.705099. Эти величины вполне соответствуют характеристикам базальтов E-MORB [6], а также хорошо сопоставимы с изотопным составом Sr в метабазитах Ононского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса, представляющего собой среднепалеозойский аккреционный клин МОП [3].

Метатерригенные породы свиты представлены главным образом биотитовыми кристаллосланцами, для которых величины глиноземистого модуля (Al_2O_3/SiO_2) лежат в пределах 0.15-0.22, что позволяет считать наиболее вероятным осадочным протолитом метаосадочных пород глинисто-кремнистые сланцы. Среди них могут быть выделены как существенно натровые (K_2O/Na_2O = 0.2-0.5), так и существенно калиевые (K_2O/Na_2O = 1.9-2.4). При этом степень дифференцированности спектра REE в метаосадках обоих типов близка: $La/Yb_{(N)}$ = 12,2 в натровых и $La/Yb_{(N)}$ =8,2 – в калиевых.

Уровень накопления K, Rb, Ba в натровом типе осадков существенно ниже, чем в калиевом. При этом, мультикомпонентная диаграмма составов метаосадочных пород свиты свидетельствует о систематически более низких уровнях содержания большинства микроэлементов по сравнению со средним составом верхней континентальной коры.

Изотопный состав Sr в метаосадках также контрастен: в натровом низкорубидиевом типе пород величина $^{87}Sr/^{86}Sr(320MA)$ = 0.705926, тогда как в калиевом высокорубидиевом – $^{87}Sr/^{86}Sr(320MA)$ = 0.720313, что может быть объяснено с позиций существенных различий в природе источников сноса осадочного вещества в бассейн седиментации. Натровый тип осадков, обладающий при этом и высокими содержаниями Al_2O_3 (> 14.0%) и CaO (> 2.5%), мог формироваться при участии вулканогенного материала, поступающего с активной континентальной окраины. Этот вывод подтверждается и тем, что для большинства составов осадков иргаинской свиты, в первую очередь – натровых, с помощью дискриминационных диаграмм [6] в качестве геодинамической обстановки формирования реконструируется активная континентальная окраина.

Калиевый тип осадков (Al_2O_3 < 12.5%, CaO < 1.0%) должен был формироваться при размыве зрелой континентальной коры, сложенной преимущественно гранитоидами существенно калиевой специфики, обогащенных радиогенным стронцием. Кроме того, следует учитывать и возможную высокую степень химического выветривания осадочного материала. Этот процесс за счет более высокой устойчивости к химическому выветриванию калиевого полевого шпата по сравне-

нию с плагиоклазом, приводит к росту Rb/Sr отношения в продуктах выветривания [8], что определяет более высокий рост величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ с течением времени.

Отложения иргаинской свиты прорываются гранитоидами олекминского комплекса, породы которого широко развиты вдоль юго-восточного края Западно-Становой структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья [1, 3] или Западно-Станового террейна Монголо-Охотского пояса [4]. Возрастные рамки и «объем» олёкминского комплекса является предметом дискуссии [1, 3]. В настоящее время очевидно, что среди обширных батолитообразных массивов известково-щелочных палингенных гранитоидов, маркирующих южную границу Западно-Станового террейна МОП, вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского (476-431 млн. лет) и позднепалеозойского (343-318 млн. лет) [3]. Раннекарбоновые граниты выявлены в пределах Алеурского хребта Восточного Забайкалья (междуречье рр. Куэнга и Шилка), для которых получена Rb-Sr изохронная датировка с параметрами 319±12 млн. лет, $I_{(0)}Sr$ = = 0.70685±11, СКВО = 0.3. Низкая величина $I_{(0)}Sr$ свидетельствует о том, что первичным субстратом для них могли являться вулканогенно-осадочные образования активной окраины Палеосибирского континента, погруженные на глубину гранитообразования. Геохимические особенности гранитоидов не противоречат этому заключению, отвечая характеристикам синколлизионных или островодужных гранитов[7].

Таким образом, изотопно-геохимические особенности пород иргаинской свиты свидетельствуют о том, что подобная вулканогенно-осадочная ассоциация могла возникнуть в аккреционном клине, формировавшемся в раннем – среднем палеозое вдоль активной юго-восточной окраины Западно-Станового террейна МОП, а возрастные и вещественные характеристики гранитоидов, развитых вдоль юго-восточной границы Западно-Станового террейна МОП не противоречат выводу об ее активном характере в раннем-среднем палеозое.

Исследования выполняются при финансовой поддержке: грантов РФФИ 08-05-00660, РФФИ-09-05-00772, а также иинтеграционных проектов Президиума СО РАН № 23.2 и № 37.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000. Чита, 1997. 239 с.

2. Казимировский М.Э. Геохимия палеозойского гранитоидного магматизма Западно-Становой зоны Забайкалья // Геохимия и геофизика, 2004. Т. 45. № 3. С. 347-362.

3. Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и Геофизика, 2002. Т. 43. № 11. С. 973-989.

4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. № 6. С. 7-41.

5. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

6. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositional of sandstones // J. Geol., 1983. V. 91. N. 6. P. 611-627.

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.

8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313-346.

Петрогеохимические и геодинамические аспекты коллизионного вулканизма Малого Кавказа

Имамвердиев Н.А.[1], Мамедов М.Н.[1], Бабаева Г.Д.[2], Велиев А.А.[2], Гасангулиева М.Я.[2]

[1]Бакинский государственный университет, Геологический факультет
AZ1148, ул. З. Халилова, 23, inazim17@yahoo.com
[2]Институт геологии АН Азербайджана
AZ1143, пр. Джавида, 23А

Коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза в развитии центрального сегмента Средиземноморского пояса начинался на рубеже маастрихта и палеоцена и продолжается до четвертичное время включительно [4]. М.И. Рустамов данный этап расчленяет на следующие подэтапы: мягкий – раннеколлизионный (65-35 млн. лет), жесткий – собственно коллизионный (35-15 млн. лет), хрупкий – позднеколлизионный (15-0 млн. лет). Эволюция коллизионной геодинамики начинался между внутренними плитами типа дуга-дуга и сменился типом континент-континент, который продолжался и в нарастающем темпе в поздних орогенных фазах позднеальпийского тектогенеза [4]. В пределах азербайджанской части Малого Кавказа кайнозойский вулканизм в основном проявился в различных прогибах, образуя вместе с интрузивными образованиями центральный, южный и северный вулкано-плутонические пояса [1].

Эоценовый вулканизм в *центральной части Малого Кавказа* приурочен в основном Кельбаджарскому, Шахдагскому и Казахскому прогибам, характеризующимся поперечным расположением по отношению к древним структурам. *В Кельбаджарском прогибе* вулканогенная толща проявилась в среднеэоценовое и позднеэоценовое время и образует непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс, принадлежащий известково-щелочныму и частично субщелочному петрохимическим рядам. Эоценовые вулканиты *Шахдагского прогиба* по М.А. Мустафаеву [1], соответствуют трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации, состоящей из трахибазальтов, шошонитов, базальтовых трахиандезитов, латитов, трахиандезитов, кварцевых латитов, трахидацитов, трахириолитов, а также пантеллеритов и комендитов. В небольших количествах отмечаются базальты, базальтовые андезиты, дациты и риолиты, соответствующие породам известково-щелочного ряда. Вулканогенный комплекс *Казахского прогиба* харктеризуются небольшим набором дифференциатов (базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты), характеризующие лавовую и пирокластическую фации и трахидолериты – субвулканическую. Эоценовый вулканизм проявился с различной интенсивностью по всему *Южному вулкано-плутоническому поясу* и выступает на территории Нахчыванской Автономной Республики и на склонах Зангезурского хребта, а отдельные фрагменты обнажаются на Мегри-Гюнейском и Баргушатском хребтах Армении, слагая вмещающие рамы гранитоидных массивов Мегри-Ордубадского батолитав ЮВ части Ордубадского синклинория. Вулканиты этого пояса представлены базальт-андезит-дацит-риолитовой (нижний эоцен) и трахибазальт-латит-трахиандезитовой (поздний эоцен) комплексами. *Северный вулкано-плутонический пояс* проявился в *Талышской* структурно-формационной зоне, которая приурочена к северному борту Малый Кавказ-Эльбурской складчатой системы. По М.Н. Мамедову [3] вулканиты этой зоны представлены трахибазальт-базальтовый трахиандезит-фонолитовым комплексом, принадлежащие субщелочным и щелочным рядам.

В пределах Малого Кавказа **позднекайнозойский вулканизм** охватывает часть Транскавказского поперечного поднятия (Ахалкалакская вулканическая область, Кечутская, Арагацкая вулкано-структурные подзоны) и Восточную вулканическую зону (Гегамское, Варденисское, Сюникское, Кафанское – на территории Армении, Карабахское, Кельбаджарское, Нахчыванское на территории Азербайджана).

Неогеновый вулканизм на Малом Кавказе проявился, начиная от среднего миоцена, верх-

него сармата, меотис-понта до верхнего плиоцена. В центральной части Малого Кавказа верхнесарматский вулканогенный комплекс с мощностью 200 м представлен дацит, риолит, риодацитами и их пирокластическими производными – дацитовыми и риолитовыми – витрокластическими туфами. Вулканогенный комплекс с мощностью 1150 м меотис-понтского возраста, представлен дацит-трахидацитами, андезит-трахиандезитами и кварцевыми латитами. Эти вулканогенные комплексы нами объединены в составе дифференцированной андезит-дацит-риолитовой ассоциации, принадлежащие высококалиевой известково-щелочной серии [2]. Судя по геологическим данным возраст формации определяется как позднемиоцен-нижнеплиоценовый.

Близкие по возрасту вулканические породы известны и в ряде других районов Малого Кавказа. Так, в пределах Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской зонах развита андезит-дацитовая формация нижнеплиоценового возраста. Аналогичные породы развиты в пределах Гегамского, Варденисского нагорьях Армении.

Позднеплиоцен-четвертичные кислые вулканогенные образования как самостоятельный вулканизм широко развит в пределах Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. В пределах Азербайджана они приурочены Кельбаджарским и Карабахским нагорьям и образуют куполовидные вулканы и ряд мелких экструзивных куполов (гг. Кечалдаг, Девегезы) с их лавовыми потоками, сложенные риолитами, риодацитами, их субщелочными разновидностями, а также обсидианами и перлитами.

Позднеплиоцен-четвертичные вулканогенные образования, имеющие более основной и средний состав, охватывают весь Малый Кавказ, образуют обширные вулканические плато и крупные вулканы. Эти вулканогенные образования в Восточной зоне Армении и в пределах Азербайджана образуют непрерывную дифференцированную трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезит-трахитовую серию и охватывают Гегамское, Варденисское и Сюникское, Карабахское, Кельбаджарское нагорья.

В Кафанской зоне Армении в новейшее время образовались базанит-тефрит-пикробазальтовые серии.

По петролого-геохимическим данным палеогеновые вулканические комплексы южного и центрального пояса соответствуют вулканическим образованиям активных континентальных окраин. Породы этих комплексов слегка обогащены LILE и LREE и близки к вулканическим сериям формировавшиеся в островодужных обстановках. Вулканический комплекс северной – Талышской зоны обогащен LILE, HFSR и LREE и соответствует вулканическим образованиям задуговых рифтов. Неогеновые вулканиты обеднены совместимыми элементами и умеренно-сильно обогащены несовместимыми элементами (Ba, Th, La) и характеризуются высокими Th/Yb, Zr/Y отношениями. Верхнеплиоцен-четвертичные мафические и средние породы обогащены LILE, LREE и HFSE по отношению к MORB и оба имеют высокое LILE/HFSE отношение (например, Ba/Nb). В противоположность этому содержание Ti, Y и HREE более низкое по отношению к примитивной мантии. Известково-щелочные средние неогеновые породы в отличие от четвертичных субщелочных пород обеднены Ti-ном. Ba/Nb отношение в субщелочных породах также несколько ниже.

Важно отметить, что кайнозойские коллизионные вулканические ассоциации по распределению редких и редкоземельных элементов имеют примерно одинаковое распределение. На нормированных спайдер-диаграммах для основных и средних пород наблюдаются Nb, Ta, Hf и Zr минимумы, которые более ясно выражены для салических пород. Кроме того, салические породы сильно обогащены Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, Yb, Y относительно примитивной мантии. Обогащение несовместимыми элементами предполагает, что источником расплава, из которого была получена магма, была метасоматизированная литосферная мантия, обогащенная калием и несовместимыми элементами. Наличие Nb-Ta минимума обычно считается характерной чертой надсубдукционного магматизма. В зонах субдукции, лежащие над мантийным клином K, Rb,

Th, La переходят в расплав, а Nb и Ta остаются в твердых перидотитовых реститах, вызывая истощения этими элементами магм, пророжденных мантийными клинами. Однако, наши образцы в отличие от базальтов островных дуг обогащены LILE. Высокое содержание La, Th, Ce, Pb в анализированных образцах можно объяснить и загрязнением материала Земной коры.

Геохимические данные, в частности высокие Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti, а также низкие Nb/Y и Ti/Y отношений, в сочетании с региональными геологическими данными, показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в которых содержатся высоко K- и низко- HFSE водные флюиды.

В докладе с помощью различных диаграмм широко обсуждаются влияние субдукционных компонентов на образование коллизионных вулканических образований Малого Кавказа. Например, субдукционное обогащение исходного расплава эоцен-четвертичного вулканизма региона хорошо отражается на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb [5], которая отображает изменение отношение источника и влияние коровой контаминации. На этой диаграмме эоцен-четвертичные лавы Малого Кавказа располагаются субпараллельно мантийной линии, но были смещены в сторону высокого Th/Yb отношения. Эти данные показывают, что литосферный мантийный источник обогащен субдукционным компонентом. Можно предполагать, что от эоцена до антропогена вследствие увеличения астеносферного эффекта доля субдукционного компонента уменьшались. На $(Nb/Zr)_n$–Zr диаграмме все образцы эоценового возраста лежат на границе субдукционных и коллизионных магматических пород, неогеновые породы и позднеплиоцен-четвертичные салические породы лежат в поле коллизионных магматических пород. Позднеплиоцен-четвертичные субщелочные мафические же лавы находятся на границе между коллизионными и внутриплитными лавами. Эти данные показывают, что от эоцена до четвертичного времени доля субдукционного компонента уменьшается и увеличивается доля астеносферного мантийного компонента. Возможно отпечатки астеносферного поднятия (upwelling) со временем скрываются субдукционным процессом. Эти данные подтверждаются и Ba/Nb–La/Nb диаграммой. На этой диаграмме кайнозойские лавы образуют линейный тренд между значениями континентальной коры и материалами древней литосферной мантии с астеносферной магмой.

Итак, основные петрогеохимические данные показывают, что эоцен-четвертичные вулканиты образовались при различной степени плавления субдукционно-обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. Отпечатки субдукции уменьшились при эволюции этих вулканических образований с течением времени из-за увеличения доли астеносферного компонента от эоцена до четвертичного времени. Этот унаследованный субдукционный отпечаток в эоцен-четвертичных вулканитах указывает на существование мантийной литосферы под современной Турецко-Иранской плато, в том числе Малого Кавказа. Частичное расплавление поднимающейся астеносферы в Аравийско-Евразиатской коллизионной зоне способствовало большому обогащению содержаний щелочей для более молодых вулканитов магм, что вызвал региональную деламинацию (отслаивание) литосферной мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Азербайджана. Магматизм. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 2001. Т. 3. 434 с.

2. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 2000. 192 с.

3. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 1999. 400 с.

4. Рустамов М.И. Южно-Каспийский бассейн-геодинамические события и процессы. Баку: Изд. «Нафта-Пресс», 2005. 245 с.

5. Dilek Yildirim, Imamverdiyev Nazim, Altunkaynak Şafak. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint //International Geology Review, 2010. V. 52. Issue 4-6. P. 536-578.

Лампроиты Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь)

Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Кононов В.В., Сафронов П.П.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Термин «лампроит» имеет двоякое значение. Под ним понимается флогопит-оливиновая (± лейцит, ± щелочной амфибол, ± клинопироксен) щелочная ультраосновная порода калиевого ряда. С другой стороны, многие относят к лампроитам семейство щелочных пород ультраосновного, основного и среднего состава калиевой серии, богатых летучими компонентами. В качестве главных минералов в разных сочетаниях указываются флогопит, биотит, оливин, пироксен, лейцит, санидин, амфибол (обычно щелочной) и некоторые другие. Лампроитам свойственны низкие содержания Ca, Al, Na и экстремально высокие содержания рассеянных элементов. Их обнаружение интересно из-за необычного (гибридного) химического состава, потенциальной алмазоносности и большой глубины образования лампроитовых магм.

Лампроиты Таухинского террейна представлены флогопит-оливиновой породой черного цвета палеогенового возраста (по двум предварительным определениям K-Ar методом, выполненным Будницким С.Ю. в лаборатории ДВГИ ДВО РАН – 65±10 и 62.2±2 млн. лет), слагающей дайку метровой мощности на контакте триасовых кремней и раннемеловых песчаников. Они относятся к щелочным ультраосновным (33.85-34.34% массы SiO_2) и высокожелезистым породам калиевой серии ($K_2O/Na_2O \geq 9$) (табл.). Различия в содержаниях окислов в анализах 1 и 2 (см. табл.) связаны, главным образом, с сегрегацией зерен флогопита (неоднородностью пробы, из которой отбиралась навеска для ИСП АС анализа) и, в меньшей мере, с разной степенью хлоритизации этого минерала на постмагматической стадии процесса. Содержание K_2O в породе с введением поправки на хлоритизацию флогопита, рассчитанной по среднему составу этого минерала и содержанию Al_2O_3 в породе первоначально составляло примерно 2.27 масс. %. По содержанию SiO_2, суммы окислов Fe и составу оливина лампроиты Таухинского террейна близки к гортонолитовым дунитам, от которых отличаются высокой калиевостью и обогащением летучими компонентами и рассеянными элементами.

Таблица. Химический состав лампроитов Таухинского террейна.

№	образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3, FeO	P_2O_5	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O	ппп	Сумма
1	М-86-32	33.85	0.31	1.62	41.45*	0.26	19.09	0.34	2.09	0.08	0.72	н/о	н/о	99.81
2	М-86-32	34.34	0.31	3.18	32.18**	0.26	23.11	0.34	2.26	0.08	1.66			97.72

Примечание: Анализ 1 – выполнен методами ИСП АС и гравиметрии, * – все железо как трехвалентное. В анализе 2 приведены средние содержания по результатам 25 определений методом площадного сканирования на микроанализаторе; содержания TiO_2, P_2O_5, CaO и Na_2O, вследствие того, что они ниже уровня обнаружения прибором, взяты из анализа 1; ** – все железо как двухвалентное.

Фенокристаллы представлены флогопитом (главный), оливином, F-апатитом (редкий). Присутствуют, кроме того, крупные бесформенные выделения титаномагнетита и ильменита. Флогопит обогащен Cl, Fe и Al и относительно беден Si, место которого (до 0,27 ф.е.) занимает Al. Титаномагнетит содержит 0.10-0.15 ф.е. Ti, до 0.04 ф.е. Al и 0.02 ф.е. Mg. Ильменит отличается высоким содержанием Mn (0.11-0.20 ф.е.) и низким – Mg (до 0.03 ф.е).

Основная масса имеет микро-, мелкозернистую размерность. Она сложена оливином или оливином и небольшим флогопита, магнетита, ильменита и апатита. Основная масса содержит шестоватые, игольчатые и нитевидные кристаллы циркона, пересекающие границы зерен

других минералов. В ней присутствуют прожилковидные зонки стекла энстатитового состава $(Mg_{0,88}Fe_{0,15}Mn_{0,01})_{1,04}Si_{0,95}O_3*_{0,46}H_2O$ с включениями мелких игольчатых кристаллов циркона. Минеральный состав основной массы изменяется от почти мономинерального оливинового до флогопит-оливинового с небольшим количеством других минералов. Оливин представлен гортонолитом, содержащим 45-49 мол. % железистого минала. В краевых частях оливиновых зерен нередко присутствуют более железистые каемки (Fe_2SiO_4 = 56-63 мол) (рис. 2). Магнетит беден Ti и совсем не содержит Mg и Al. Ильменит относится к богатой Mn (0.38-0.51 ф.е.) и бедной Mg (до 0.02 ф.е.) разновидности.

В лампроитах Таухинского террейна присутствуют маломощные шлироподобные и мелкие гнездообразные обособления тремолитового (с небольшим количеством апатита и флогопита), а также магнетитового (с арсенидами Ni, Co и Fe), ильменит-магнетитового (с выделениями пир-

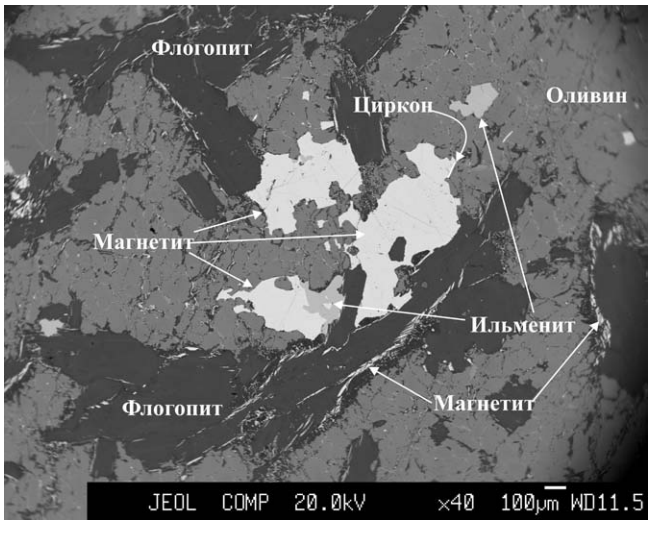

Рис. 1. Титаномагнетит и ильменит в лампроитах Таухинского террейна. Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

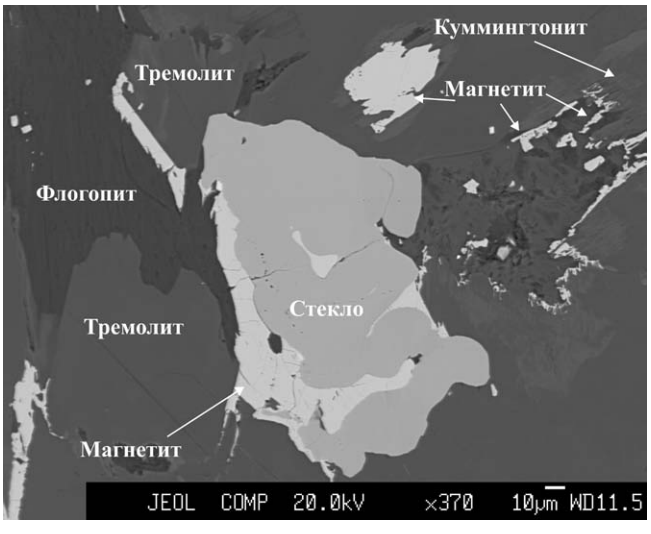

Рис. 3. Обособления магнетита и обогащенного титаном стекла оливинового состава. Обр. Ш-86-31. Вид в отраженных электронах.

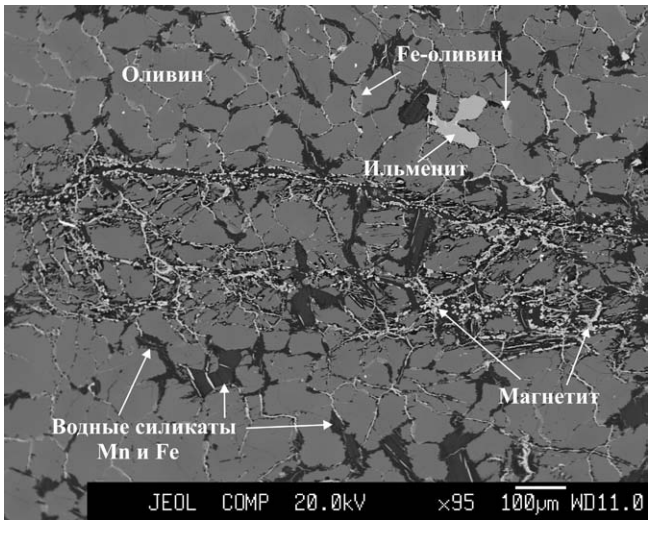

Рис. 2. Магнетит и водные силикаты Mn и Fe, выполяющие зонку эксплозивного дробления и пространство между зернами оливина. Видны железистые каемки в краевых частях оливиновых зерен (более светлые участки). Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

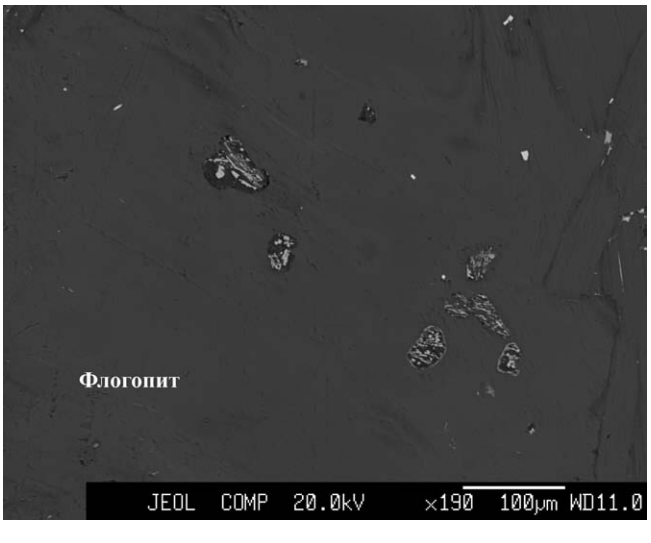

Рис. 4. Оплавленные и разложенные на серпентин и магнетит оливиновые зерна и их обломки в флогопите. Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

ротина в результате распада твердого раствора) и пирротинового или магнетит-пирротинового состава. Встречаются выделения, выполненные магнетитом и обогащенным титаном стеклом оливинового состава $(Mg_{0,88}Ca_{0,14}Fe_{0,77}Mn_{0,18})_{1,97}(SiO_4)_{1,03}*0,57(Ti_{0,83}Al_{0,17})_{1,00}O_2$ (рис. 3). Структурные особенности таких выделений свидетельствуют об имевших место случаях расслоения магматического расплава (отделения небольших количеств обогащенной Mg, Ca и бедной щелочами, Fe, Ti и Al силикатной, а также обогащенной Fe, Ti, Ni и Co сульфидно-оксидной и сульфидно-оксидно-силикатной жидкости).

В фенокристаллах лампроитов присутствуют мелкие включения разнообразного состава и происхождения. В оливине отмечались оплавленные обломки пористого оливинового стекла и остроугольные обломки нацело серпентинизированной породы. В флогопите встречаются

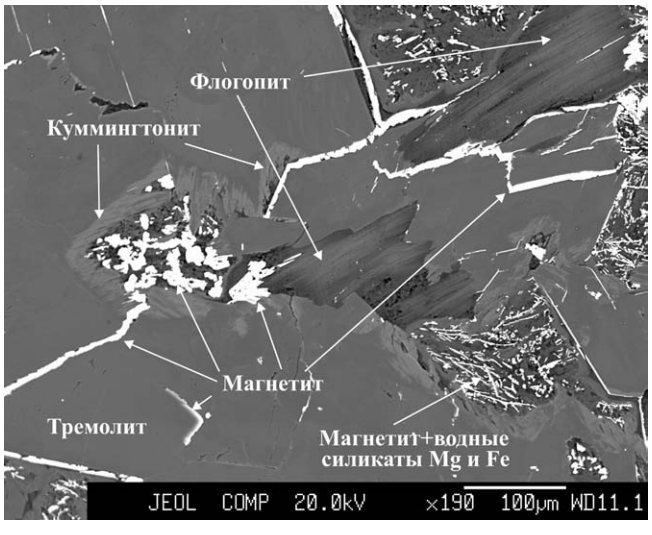

Рис. 5. Частично контаминированные, разложенные на антигорит и магнетит кристаллы оливина (?) с келифитовой каймой куммингтонитового состава. Обр. Ш-86-31. Вид в отраженных электронах.

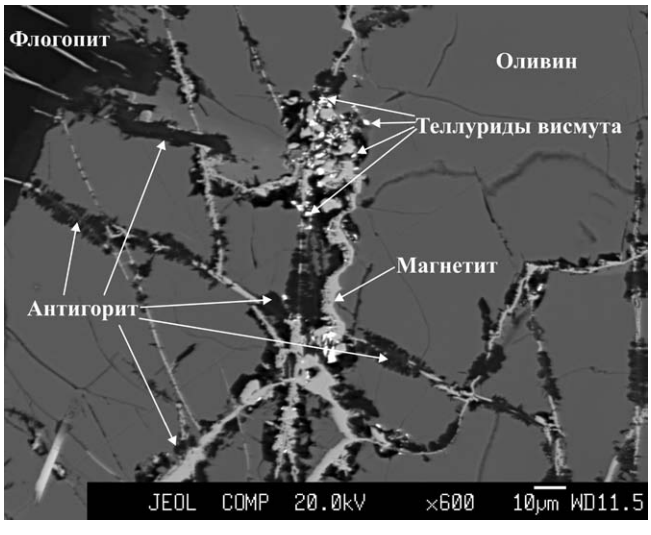

Рис. 6. Антигорит, магнетит и теллуриды Bi, выполняющие в зонку эксплозивного дробления. Обр. Ш-86-32. Вид в отраженных электронах.

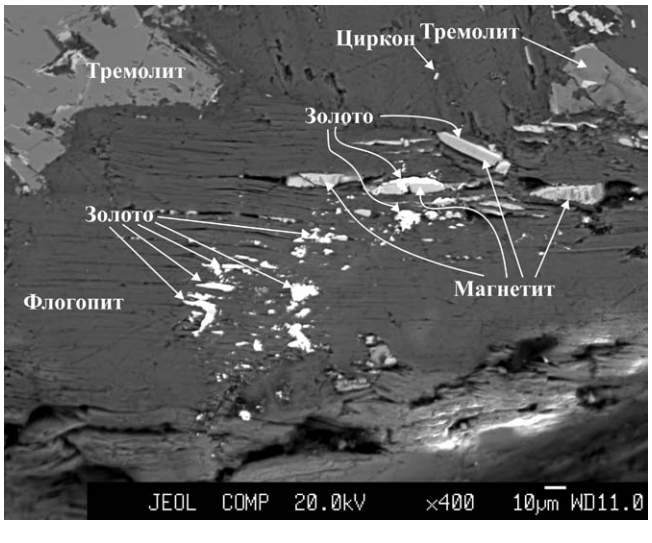

Рис. 7. Приуроченность зерен твердого раствора Au, Cu, Zn и Ni (яркое) к плоскостям спайности в флогопите и к границам зерен магнетита.

многочисленные игольчатые и нитевидные кристаллы циркона, оплавленные и разложенные на серпентин и магнетит обломки оливиновых (рис. 4) и ферросилитовых зерен, обломочные поликристаллические зерна калиевого полевого шпата и кислого плагио-клаза, почти нацело резорбированные, нередко оплавленные включения богатого Zn (10-24 ф.е. мол. % ганита) плейонаста (25-48 мол. % герцинита и 27-40 мол. % шпинели) с небольшим количеством (1-11 мол. %) магнетитового минала, нередко окруженные каемками хлорита. Иногда кристаллы такой шпинели образуют срастания с богатым Al (до 0.28 ф.е.) Ti-, Cr-,V-, и Zn-содержащим магнетитом и включают кристаллы этого минерала. В апатите встречаются включения циркона, скопления призматических кристаллов (с квадратным сечением) обогащенного Al и Si эсколаита, заполняющие пустоты растворения кристаллов более раннего, очевидно, хромистого минерала (возможно шпинели или граната). В кристаллах тремолита при наблюдении в отраженных электронах видны контуры полностью контаминированных обломочных зерен. Присутствуют, кроме того, включения крупных частично контаминированных кристаллов оливина (?), центральные части которых разложены на серпентин и магнетит, а краевые замещены куммингтонитом (рис. 5), а также полуразложенных кристаллов энстатита. В лампроитах присутствует комплекс минералов, возникших после полной раскристаллизации расплава в результате изменения этих пород. К этим минералам относятся антигорит, тальк, миннесотаит, сепиолит, девейлит, анкерит, кутнагорит, сидерит, магнетит, брейтгауптит, никелин, хедлейит, кобальтин, цумоит, твердый раствор Au, Cu, Zn и Ni, палладистое и т.н. «медистое Au», выполняющие межзерновое пространство, зонки эксплозивного дробления и прожилки в лампроитах.

Деламинация континентальной литосферы и сопутствующий магматизм

Киселев А.И.[1], Гордиенко И.В.[2]

[1]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, akiselev@crust.irk.ru
[2]Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, gord@pres.bscnet.ru

Механическое отслоение и погружение мантийной литосферы называют деламинацией. Впервые термин «деламинация» был предложен П. Бердом [3], согласно которому литосферная мантия отщепляется от вышележащей коры благодаря подъему и внедрению между ними астеносферного материала. Г. Хаусман и др. [6] предложили другой механизм, который обусловлен гравитационной (конвективной) нестабильностью низов тектонически утолщенной литосферы, сопровождаемой полным или частичным отделением ее мантийной части и погружением в астеносферу.

Континентальная литосфера характеризуется варьирующей мощностью (150-300 км) и более дробной стратификацией по сравнению с океанической литосферой. Ее составляющими являются высоко плавучая богатая кварцем 2-3-слойная кора (30-70 км) и отрицательно или нейтрально плавучая богатая оливином мантийная часть литосферы (60-250 км). Верхняя кора хрупко-упругая, нижняя – пластичная и может иметь вязкость 10^{20}–10^{21} пуаз при T = 250-400° C. В мантийной литосфере пластичный крип активизируется при более высокой температуре (750-800° C). Данное обстоятельство подразумевает присутствие слабого слоя (нижняя или средняя кора) между прочной верхней корой и литосферной мантией, что позволяет им деформироваться относительно независимо друг от друга вплоть до механического отделения.

Деламинация как следствие тектонического утолщения в коллизионных орогенах. Когда комбинируются термальный и вещественный параметры, определяющие мантийную литосферу, то она имеет более низкую плотность, чем нижележащая астеносфера. Однако в процессе сжатия литосфера становится более толстой и нестабильной вследствие ее квазиизотермического «вдавливания» в астеносферу. В этих условиях мантийная литосфера может деламинировать, в том числе вместе с нижней корой в случае ее эклогитизации после критического

количества сокращения. Инверсия плотностей может быть реализована в коллизионных орогенах, где компрессионное утолщение литосферы сменяется коллапсом растяжения. Полный орогенический цикл содержит три стадии развития: 1) коллизия, утолщение, поднятие топографической поверхности, образование корового и литосферного корня; 2) метаморфизм корового корня и/или деламинация корового корня или литосферной мантии; 3) коллапс растяжения орогена и переуравновешивание Мохо.

Деламинация нижней коры. Фазовый переход базальт – эклогит. Значительный вклад в инверсию плотностей между литосферой и астеносферой оказывает фазовый переход базальта в более плотную модификацию – эклогит. При этом низкобарический Px+Pl+Ol парагенезис минералов превращается в высокобарический эклогит, сложенный пироповым гранатом и омфацитом. Плотность эклогита на 6% выше плотности исходного субстрата. Она сопоставима или может превышать плотность нижележащей мантии. В континентальных регионах с тонкой корой (< 45 км) нижняя кора при любых вариациях состава должна иметь плотность более низкую чем у мантии. Наоборот, в районах, где сжатие приводит к утолщению коры более 50 км (в Тибете – до 70 км), породы базальтового состава в нижней коре испытывают большое плотностное увеличение при переходе в эклогиты и имеют тенденцию к погружению. В регионах с толстой корой если литосферная мантия деламинирует, то вместе деламинирует и нижняя часть коры.

Роль флюидов в процессах эклогитизации и деламинации нижней коры в коллизионных орогенах. При крайне малом количестве флюидов нижняя кора может длительное время находиться в метастабильном состоянии. Некоторые исследователи придают решающее значение флюидам и деформации в реализации эклогитового метморфизма, а не температуре и давлению [8]. Эклогитизация сопровождается уменьшением прочности и в этом смысле эклогиты менее прочные, чем их протолит. В зонах высоких деформаций эклогиты рассланцованы и пластически деформированы. Эти процессы усиливаются в присутствии воды. Метаморфические реакции увеличивают пластичность за счет уменьшения зернистости и присутствия метаморфического флюида. Таким образом эклогитизация уменьшает прочность коры. Высокая плотность эклогитов и наличие вышележащего ослабленного слоя дестабилизирует нижнюю кору, увеличивая при этом отрицательную плавучесть нижележащей литосферной мантии [1].

Метаморфизм сухой нижней коры стимулируется инфильтрацией флюида: при соответствующих P-T условиях, отвечающих эклогитовой фации, реакции будут происходить быстро с уменьшением объема системы на 10-15%. Это уменьшение вызывает дальнейшую инфильтрацию флюида, завершение эклогитизации нижней коры и ее деламинацию. Если инфильтрация флюида не происходит, то в этом случае утолщенная нижняя кора орогена может оставаться в метастабильном состоянии неопределенное долгое время (сотни млн. лет). Таким образом, эволюция орогенов на финальной стадии своего развития определяется флюидным режимом нижней коры. Естественно, процессы внутрикорового магмобразования в коллизионных орогенах, испытавших деламинацию, должны существенно отличаться от таковых в орогенах, где деламинация не имела места.

Утяжеление литосферной мантии в результате магматического подслаивания (magmatic underplating) и рефертилизации. Если низы литосферы находятся в поле стабильности эклогита, то интрудирующиее ее расплавы или мафические кумуляты могут трансформироваться в ее пределах в виде эклогитов. Каждые 10% эклогита будут увеличивать плотность мантийной литосферы примерно на 1% и приводить к ее нестабильности.

Деламинация при плюм-литосферном взаимодействии. При подъеме плюма к основанию литосферы происходит дестабилизация холодной более плотной литосферы (нестабильность Релея-Тейлора), которая выражается в следующим: 1) региональное сводовое поднятие; 2) механическая эрозия литосферы над центром головы плюма и ее дифференциальное утонение при латеральном растекании; 3) деламинация литосферной мантии, причем в краевых частях головы плюма возвратное течение плюмового вещества «заталкивает» обрушенные части

литосферы до глубины 400-500 км [4]. Апвелинг горячего плюмового материала может достигать границы Мохо. При этом происходит его адиабатическое плавление, нагревание коры и образование внутрикоровых расплавов.

Деламинационный магматизм. Гравитационное обрушение низов тектонически утолщенной литосферы в коллизионных орогенах и аккретированных дугах вызывает апвеллинг относительно горячей астеносферы, ее декомпрессионное плавление и базальтовый андерплейтинг в местах литосферного утонения. Базальтовые расплавы являются источником тепла для внутрикорового плавления и в то же время могут непосредственно участвовать в образовании кислых магм. Например, в большинстве син- и посторогенных гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса содержится ювенильный мантийный компонент [7]. Постколлизионные гранитоиды в ЦАСП (в частности, гиганский Ангаро-Витимский батолит) могут быть генетически связаны с повторной деламинацией, обусловленной плюм-литосферным взаимодействием.

В пределах древних кратонов толстая (200 км и более) тугоплавкая в результате архейского базальт-коматиитового истощения литосфера имеет положительную плавучесть относительно конвектирующей мантии. Однако имеются весомые доказательства фертилизации литосферы посредством флюидного-магматического воздействия [9]. Иньекции базальтовых расплавов и их трансформация в эклогиты приводили к увеличению ее плотности ее основания в определенных районах [5]. При плюм-литосферном взаимодействии именно в них в первую очередь происходило гравитационное обрушение низов литосферы и ее погружение. В этой ситуации базальтовый магматизм сочетается с образованием малообъемных высоко флюидизированных щелочно-ультраосновных расплавов. Судя по находкам включений высокобарных мэйджоритовых гранатов в якутский алмазах, подобные расплавы могли возникать в переходной зоне мантии на глубине 400 и более км. [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00444).

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной нестабильности тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 2. С. 20-29.

2. Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Мэйджоритовые гранаты в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2010. Т. 432. № 6. С. 811-814.

3. Bird P. Continental delamination and the Colorado plateau // J. Geophys. Res., 1979. V. 84. N. B13. P. 7561-7571.

4. Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S. Plume head-lithosphere interactions near intra-continental boundaries // Tectonophysics, 2007. V. 434. P. 15-38.

5. Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination, in Foulger G.R., Natland J.H., Presnall D.C., and Anderson D.L. Plates, plumes and paradigms: Geological Society of America Special Paper 388. 2005. P. 449-462.

6. Houseman J.A., McKenzie D.P., and Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geophys. Res., 1981. V. 86. N. B7. P. 6115-6132.

7. Jahn B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. Geol. Soc., London, Spec. Publications 226. 2004. P. 73-100.

8. Leech M.L. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination and tectonic collapse // Earth Planet. Sci. Let., 2001. V. 185. P. 149-159.

9. Zhang H-F., Goldstein S.L., Zhou X-H., Sun M., Cai Y. Comprehensive refertilization of lithosphere mantle beneath the North China Craton: futher Os-Sr-Nd isotopic constraints // J. Geol. Soc. London, 2009. V. 166. N. 2. P. 249-259.

Природа Анюйского метамофического купола (Сихотэ-Алинь)

Крук Н.Н.[1], Симаненко В.П.[2], Голозубов В.В.[2], Ковач В.П.[3], Владимиров В.Г.[1], Касаткин С.А.[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
[3]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

В последние десятилетия с развитием методов «тонкой» (в том числе изотопной) геохимии и прецизионной геохронологии появился «вал» новых данных, свидетельствующих о том, что метаморфические блоки, заключенные внутри коллажа более молодых складчатых сооружений и интерпретировавшиеся ранее как фрагменты раннедокембрийского кристаллического основания (выступы, срединные массивы, микроконтиненты и т.д.) в действительности имеют молодой возраст и представляют собой фрагменты верхней коры, ремобилизованные в результате фанерозойских аккреционно-коллизионных процессов. В этой связи реконструкция природы блоков (террейнов), сложенных породами высоких степеней метаморфизма, является неизменно важной задачей, решение которой актуально для широкого круга вопросов фундаментальной и региональной геологии.

В данной работе излагаются результаты изучения пород Анюйского метаморфического блока (купола), расположенного в северном Сихотэ-Алине. По данным Б. Натальина с соавторами [3] здесь в пределах антиформной структуры северо-восточного простирания, ограниченной разломами от окружающих слабометаморфизованных юрско-меловых толщ, выделены следующие литостратиграфические единицы (снизу вверх): 1) слабометаморфизованные песчаники и филлиты; 2) гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации, содержащих гранат, кордиерит, силлиманит и калиевый полевой шпат; 3) мигматиты и мигматизированные гнейсы; 4) офиолитовый покров, сложенный базальтами, габброидами, ультрабазитами и кремнями. По данным [3] кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты принадлежат фундаменту Анюйского микроконтинета (докембрийского или палеозойского возраста), в то время как слабометаморфизованные вулканогенные и осадочные породы представляют собой фрагменты мезозойских аккреционных комплексов, тектонически совмещенных с высокометаморфизованными толщами в меловое время. Результаты структурных исследований, проведенных авторами, позволили выявить два этапа тектонических деформаций: а) надвиговые деформации, связываемые авторами с перемещением офиолитового покрова в восточном направлении и б) поздние деформации, преимущественно в виде пологих сбросов, отвечавшие по [3] «развалу» куполовидной структуры.

Возраст поздних деформаций по данным Ar-Ar датирования соответствует интервалу 58-73 млн. лет. В то же время наиболее древние Ar-Ar даты, полученные по метаморфическим породам (112-110 млн. лет) авторы интерпретируют как рубеж повсеместной переустановки в древних породах радиогенных систем в связи с внедрением гранитоидов хунгарийской серии.

Сопоставление вещественного состава пород Анюйского купола (слабометаморфизованных песчаников и филлитов зоны 1 и немигматизированных гнейсов зоны 2 с неметаморфизованными осадками Самаркинской аккреционной призмы в юго-западном обрамлении купола показало наличие в каждой из изученных групп существенных вариаций состава пород, размах которых возрастает с увеличением степени метаморфизма. При этом были отмечены следующие закономерности:

По соотношениям SiO_2, Al_2O_3 и фемических элементов три изученных группы пород практически неразличимы. На диаграмме Неелова [4] области их составов полностью перекрываются, попадая в поля олигомиктовых и граувакковых алевролитов, значительно реже – граувакковых и полимиктовых песчаников, кислых туффитов и силицилитов. На диаграмме Мейнарда [6] осадочные породы Самаркинской призмы и биотитовые сланцы зоны 1 тяготеют к полям А2 (фельзический и плутонический материал развитых островных дуг) и АСМ (активная окраина континентов). В эту же зону попадает абсолютное большинство точек составов гнейсов, в то время как отдельные точки лежат в поле составов пород пассивных континентальных окраин, что явля-

ется следствием более высокого K/Na отношения.

По содержаниям типоморфных редких элементов осадочные породы Самаркинской аккреционной призмы и биотитовые сланцы зоны 1 не обнаруживают значимых различий. Те и другие по редкоэлементным характеристикам занимают промежуточное положение между составом верхней континентальной коры и валовым составом континентальной коры (по [5]), характеризуясь умеренными концентрациями Rb (60-110 г/т), Sr (110-180 г/т), Y (13-26 г/т) при близкларковых концентрациях Zr (130-220 г/т), Hf (3.8-6.4 г/т), Th (5-15 г/т), РЗЭ (90-180 г/т). Для пород характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N$ = 8.2-10.0 и европиевым минимумом (Eu/Eu* = 0.55-0.7). Для пород характерно избирательное обеднение Ta и Nb (Ce/Nb = 4.6-5.8; Th/Ta = 7-16), свидетельствующее о значительной роли в источнике осадочных пород «надсубдукционного» материала.

Немигматизированные и слабомигматизированные гнейсы зоны 2 при статистической оценке значимо отличаются от описанных выше пород более высокими концентрациями Rb, Zr, Nb, Ta, Ba, пониженными содержаниями Y и Yb. В то же время, для гнейсов характерна максимальная дисперсия составов: среди них встречаются как породы, в геохимическом отношении полностью идентичные описанным выше сланцам и неметаморфизованным осадкам, так и разности, обогащенные перечисленными выше элементами, имеющие более «крутые» спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N$ = 11-12 и Eu/Eu* = 0.4-0.5.

Мигматизированные разности гнейсов зоны 3 отличаются от немигматизированных пород повышенной кремнекислотностью, пониженной глиноземистостью и калиевостью, пониженными содержаниями Rb, Zr, Nb, Th, Ba. Спектры распределения РЗЭ в них, как правило, более пологие ($(La/Yb)_N$ – до 6-8 в наиболее кремнекислых разностях), европиевый минимум выражен слабее.

Таким образом, геохимические данные указывают на то, что протолиты значительной части гнейсов были идентичны по составу сланцам зоны 1 и неметаморфизованным осадочным породам обрамления. Наблюдаемая дисперсия составов гнейсов может объясняться как присутствием среди протолитов высокометаморфизованных пород более «зрелых» субстратов, так и перераспределением вещества в процессе мигматизации и анатексиса.

В пользу генетического единства осадочных пород, сланец и гнейсов свидетельствуют и данные Sm-Nd изотопных исследований. Модельные Sm-Nd возраста для песчаника, биотитового сланца зоны 1 и гранатового гнейса зоны 2 составили, соответственно 1.23, 1.4 и 1.33 млрд. лет, а значения параметра $\varepsilon_{Nd}(T)$, пересчитанные на возраст отложения осадочных пород Самаркинской призмы, соответственно -4.5, -6 и -5.4 (что не является достоверным различием в рамках точности данного метода).

Дополнительно необходимо отметить, что во всех изученных комплексах наряду с породами метапелитового состава встречены прослои метабазитов. Среди неметаморфизованных пород Самаркинской призмы они имеют вид прослоев тонкоплитчатых сланцев, среди биотитовых сланцев зоны 1 выглядят как альбит-хлорит-эпидотовые сланцы, среди гнейсов зоны 2 – как амфиболиты. Состав метабазитов во всех случаях близок и отвечает океаническим базальтам с вариациями от N-MORB до E-MORB.

Структурно-кинематические исследования мигматизированных гранат-двуслюдяных гнейсов [1] показали, что мигматизация, формирование лейкосом и обособление параавтохтонных лейкогранитов происходили в условиях вязкопластичного течения и характеризовались развитием пологих деформаций с транспортом вещества в юго-западном направлении. Это фиксируется многочисленными структурными индикаторами (складки волочения, структуры растяжения C/C` и C/C`/S типа и др.). Анатексис сопровождался внедрением в метаморфическую толщу мелких тел и жил гранитоидов, в которых наблюдается сининъекционная полосчатость, совпадающая с гнейсовидностью вмещающих пород. Жилы гранитов вовлекаются в вязкие деформации совместно с метаморфическими породами.

Таким образом, проведенные исследования показали, что протолиты большей части высокометаморфизованных пород Анюйского купола не отличаются в геохимическом и изотопном отношении от слабометаморфизованных осадочных толщ обрамления, а сами процессы ультраметаморфизма, скорее всего, обусловлены процессами корового гранитообразования (а не ростом температуры и давления за счет погружения стратифицированных толщ на большую глубину, что следовало бы ожидать для фундамента древнего блока). Это позволяет предполагать, что Анюйский блок (купол) не является выступом древнего кристаллического фундамента, а представляет собой комплекс метаморфического ядра кордильерского типа (вероятно мезозойского возраста). Необходимо отметить, что сходная точка зрения ранее была высказана Э.П. Изохом [1]. Для окончательного решения вопроса необходимо прямое изотопное датирование метаморфитов и анатектических гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН и ДВО РАН (проекты № 13 СО РАН, 09-I-ОНЗ-01 и 09-III-А-08-408 ДВО РАН) и РФФИ (проект № 10-05-00486).

ЛИТЕРАТУРА

1. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение // М.: Наука, 1967. 383 с.

2. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Владимиров В.Г. и др. Природа мигматизации в гнейсах Анюйского купола (северный Сихотэ-Алинь) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009. Вып. 7. Т. 1. С. 144-145.

3. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 1994. № 6. С. 3-25.

4. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

5. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

6. Maynard J.B. et al. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1982. V. 10. P. 551-561.

Позднедевонский (франский) магматизм Горного Алтая как показатель инверсии геодинамического режима активной континентальной окраины

Крук Н.Н.[1], Тимкин В.И.[2], Крупчатников В.И.[2], Шокальский С.П.[3]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[2]ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Алтайский край, с. Малоенисейское
[3]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского г. Санкт-Петербург

Девон-раннекаменноугольная геодинамическая история западной части Алтае-Саянской складчатой области традиционно интерпретируется как достаточно протяженный этап существования активной континентальной окраины (АКО) андского типа [1, 8 и др.]. Погружение литосферы Объ-Зайсанского палеоокеанического бассейна под края Сибирского и Казахстанского континентов привело к формированию двух окраинно-континентальных вулканно-плутонических поясов: Алтайского и Жарма-Саурского. Считается, что активная континентальная окраина с субдукцией существовала вплоть до рубежа раннего-среднего карбона, когда произошла коллизия Сибири и Казахстана.

Полученные в последние годы новые геологические, геохимические, геохронологические и изотопные данные по магматическим комплексам Алтая свидетельствуют о том, что девон-раннекаменноугольная континентальная окраина в этом регионе имела сложную природу и в ее истории периоды субдукции сменялись эпизодами трансформного сдвига. Моменты инверсии геодинамического режима маркируются специфическим магматизмом. Наиболее ярким из них является эпизод, соответствующий франскому веку позднего девона, описанию которого

посвящена данная работа.

АКО андского типа на границе Сибирского континента была сформирована в конце раннего девона. Начальный этап ее образования фиксируется вспышкой известково-щелочного и субщелочного интрузивного магматизма в обрамлении долгоживущих разломов, отделяющих территорию Горного Алтая от блоков более древней консолидации, расположенных восточнее [9, 12]. Затем, начиная с позднего эмса до конца живета на Алтае и в сопредельных регионах (Салаир, Горная Шория, Кузнецкий Алатау, Северная Монголия и т.д.) была сформирована система вулканических поясов [1, 11].

Вулканогенно-осадочные толщи этих поясов сложены дифференцированными базальт-андезит-риолитовыми сериями нормальной и слабо повышенной щелочности с типичной для субдукционных окраин зональностью с возрастанием щелочности и калиевости вглубь континента. Геохимические и изотопные характеристики базальтов свидетельствуют о формировании их за счет вещества мантийного клина, а формирование кислых вулканитов связывается с анатексисом субстратов нижней коры [5, 10].

На рубеже живета и франа характер магматизма АКО резко изменился. Произошло отмирание вулканических поясов в ее центральной и тыловой частях окраины. На их месте после незначительного перерыва сформировались локальные вулканические центры и ареалы, эволюционировавшие в антидромной последовательности и сложенные породами с «внутриплитными» геохимическими характеристиками, включая субщелочные и щелочные базальты, обогащенные Ti, P, Ta, Nb, Zr и Y. В то же время во фронтальной части АКО, в Рудном Алтае, бимодальные вулканические серии сменились унимодальными с преобладанием андезитов (примечательно, что именно к этому рубежу приурочена значительная часть полиметаллических месторождений Рудного Алтая).

Одновременно с проявлением «внутриплитного» вулканизма на территории Горного Алтая произошло формирование многочисленных мелких интрузий, сложенных габброидами и гранитоидами гипабиссальной фации. Эти мелкие массивы формируют несколько изолированных ареалов (Майорский на северо-западе Горного Алтая, Ануйский и Бирюксинский – на севере, Катунский – на востоке, Яломанский – в центральной части Горного Алтая). Перечисленные ареалы в большинстве случаев тяготеют к районам распространения среднедевонских вулканитов активной континентальной окраины, однако само размещение ареалов не демонстрирует какой-либо зональности (продольной или поперечной) относительно палеокрая Сибирского континента.

Возраст гипабиссальных габбро-гранитных интрузий по данным U-Pb изотопного датирования составляет 384-380 млн. лет [2, 6].

Габброиды этих ассоциаций относятся к низкотитанистым породам нормального и умеренно-щелочного рядов. Гранитоиды обнаруживают значительные вариации по щелочности и калиевости (от известково-щелочных гранодиоритов и меланогранитов через умеренно-щелочные до щелочных гранит-лейкогранитов). Примечательно, что «классическая» зональность АКО с возрастанием щелочности и калиевости магматических образований вглубь континента на этом этапе была нарушена. Во фронтальной части (Рудный Алтай) наряду с вулканитами нормальной щелочности появились умеренно-щелочные разности. Проявления субщелочно-габброидного магматизма приурочены исключительно к Майорскому ареалу в северо-западной части Горного Алтая, в то время как восточнее (т.е. на большем удалении от края палеоконтинента) в Топольнинском и Киндерлинском ареалах проявлены основные породы нормального ряда. Основные объемы щелочных гранитоидов, обогащенных K, высокозарядными литофильными и редкоземельными элементами, также приурочены к северо-западной (Майорский ареал) и северной (Ануйский ареал) частям Горного Алтая, в то время как массивы Катунского ареале на северо-востоке Горного Алтая сложены гранитоидами нормальной щелочности и «стандартного» геохимического типа.

Изотопные характеристики франских базитов резко отличны от наблюдаемых в среднедевонских базальтах АКО. Если для последних $\varepsilon_{Nd}(T)$ составляет +2…+3, то для франских вулкани-

тов OIB оно равно +5…+6, а известково-щелочные габброиды имеют промежуточные характеристики (около +4). Изотопный состав Nd близок для гранитоидов разных геохимических типов ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +2.2…+3.7) и не обнаруживает значимых корреляций с изотопными характеристиками верхнекоровых протолитов вмещающих геоблоков [7], что свидетельствует о формировании гранитоидных магм преимущественно за счет субстратов нижней коры (возможно с примесью мантийного материала).

Описываемый эпизод «аномального» магматизма весьма кратковременен. Уже в позднем фране – раннем фамене он сменяется полным отсутствием вулканизма и широким развитием интрузивного магматизма, когда на территории Горного Алтая в обстановке трансформной континентальной окраины были сформированы крупные гранитоидные батолиты, вещественные характеристики которых отражали исключительно состав верхней коры вмещающих геоблоков [12].

Резкая смена пространственного распределения проявлений магматизма и характера магматической зональности, появление новых источников мантийных расплавов (обогащенная мантия), широкий спектр составов магматических пород и тесная связь со сдвиговыми деформациями в крупных разломных зонах Горного Алтая [3, 4] позволяют утверждать, что франский магматизм региона был обусловлен инверсией геодинамического режима при смене субдукционного характера АКО на трансформный.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Проект № 13).

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

2. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. 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.

3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.

4. Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П. и др. Среднепалеозойский магматические формации Алтае-Саянской складчатой области и возможности их использования для палеогеодинамических реконструкций // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика Ю.А. Кузнецова. Новосибирск: Филиал «Гео», 2003. С. 181-182.

5. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А. и др. Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского ареала, Горный Алтай // Петрология, 2008. Т. 16. № 5. С. 548-568.

6. Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Тимкин В.И. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки проявления магматизма повышенной щелочности в Горном Алтае // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 283-285.

7. Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. С. 431-446.

8. Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная контигнентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982. № 1. С. 44-59.

9. Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И. и др. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb-геохронологических исследований гранитоидов) // Материалы научно-практической конференции «Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири». Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 231-242.

10. Тикунов Ю.В. Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 2. С. 61-69.

11. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2000. 187 с.

12. Kruk N., Rudnev S., Vladimirov A. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journal of Asian Earth Science, 2011. In press, doi 10.1016/j.jseaes.2010.12.008.

Минералого-геохимическая характеристика надсубдукционных магматитов восточного склона Приполярного Урала

Кудрин К.Ю., Худиев Э.Р., Жалбэ М.Г.

Югорский государственный университет
Тюменская область, ХМАО-Югра
г. Ханты-Мансийск, ул. Чехова, 16, Россия

Территория Приполярного Урала до сегодняшнего дня остается слабоизученным районом: ГС-200 и ГС-50 завершены в 60-х годах XX века, ГДП-200 и ГДП-50 (1990-2002 гг.) выполнены фрагментарно. Тематические исследования практически не проводились. В 2010 г. нами выполнены полевые и аналитические исследования интрузивных и вулканогенных образований, вскрытых в береговых обнажениях р. Щекурья от зоны Главного Уральского глубинного разлома до западной границы развития осадочных комплексов чехла Западно-Сибирской плиты.

На этом участке долиной р. Щекурья вскрыты вкрест простирания с запада на восток габброиды крупного Щекурьинского массива и последовательно дифференцированные от базальтов до риолитов вулканиты позднесилурийской соимшорской толщи. В настоящее время Щекурьинский массив рассматривается как представитель тагилокытлымского комплекса. Наши данные позволяют говорить о полигенном характере массива: западная часть сложена габброидами раннесилурийского тагилокытлымского комплекса; восточная – габброидами позднесилурийского верхнетагильского комплекса.

Габброиды тагилокытлымского комплекса, слагающие западную часть Щекурьинского массива, характеризуются полосчатыми текстурами, обусловленными чередованием меланократовых и лейкократовых разновидностей; среди них часто обособляются пегматоидные образования, имеющие как постепенные переходы с нормальными габбро, так и секущие взаимоотношения. Габброиды рассекаются дайками и жилами микрогранитов, горнблендитов и плагиоклазитов. Микроструктуры пород – гипидиоморфные, габбровые. Среди габброидов часто встречаются крупные ксенолиты гипербазитов позднеордовикского качканарского комплекса. Габброиды верхнетагильского комплекса, слагающие западную часть Щекурьинского массива, массивные, микроструктуры пород призматическизернистые, офитовые. Взаимоотношения между полосчатыми габброидами западной части массива и массивными габброидами восточной части остаются невыясненными.

Эффузивы соимшорской толщи простираются в север-северо-восточном направлении с падением на юго-восток, образуя моноклинальную структуру. С востока они имеют дизъюнктивный и интрузивный (многочисленные ксенолиты) контакт с габброидами верхнетагильского комплекса Щекурьинского массива.

В строении вулканогенного разреза (вскрытая нормальная мощность 1070 м) выделены четыре пачки пород. Крайнюю восточную пачку слагают базальты с интерсертальной микроструктурой основной массы и редкими порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Породы аналогичного состава встречены в виде ксенолитов в габброидах западной части Щекурьинского массива. Среди базальтов встречены крупные линзы известняков. Породы нижней пачки прорываются небольшими дайками долеритов. Мощность описываемой пачки составляет 370 м.

Восточнее картируется пачка андезитов, среди которых наблюдаются маломощные прослои базальтов. Отличительная черта пород – наличие большого количества пирокластического материала (лито- и кластолавы). Обломки вулканитов среднего и основного состава достигают размеров 10 см. В верхней части пачки среди обломков появляются риолиты вишнево-красной окраски. Мощность пачки 250 м.

Третья пачка представлена сложно чередующимися порфировыми базальтами и андезитами. В порфировых выделениях клинопироксен (до половины объема породы); породы очень часто миндалекаменные. В кровле пачки картируются вулканиты дацитового состава. Мощность пачки 200 м.

Наращивают разрез в восточном направлении риолиты, выделяющиеся красной и малиново-красной окраской. Породы имеют порфировую структуру (в порфировых выделениях кварц и плагиоклаз, крайне редко – полностью хлоритизированный амфибол). Основная масса бурая, сложена игольчатыми разноориентированными микролитами полевых шпатов. В породах присутствуют часто многочисленные обломки эффузивов среднего состава. Мощность верхней пачки 250 м.

По набору и составу породообразующих минералов габброиды тагилокытлымского и верхнетагильского комплекса на участке исследований практически неразличимы. Плагиоклаз тагилокытлымских габбро преимущественно битовнит-анортитовый, в верхнетагильских встречены плагиоклазы от андезина до анортита (при преобладании андезина). Амфиболы всех габброидов относятся к роговой обманке, плеохроируют от светло-зеленой до густой сине-зеленой окраски, слабо варьируют по компонентному составу. В минерале постоянно присутствуют TiO_2 (0,78-1,15%), MnO (0.28-0.69%), Na_2O (0.79-2.40%) и K_2O (0.17-0.74%).

Габброиды различимы по набору акцессорных минералов. В тагилокытлымских присутствуют титаномагнетит (с высоким содержанием V_2O_3, MnO и Cr_2O_3), апатит, вторичный ильменит (в результате распада титаномагнетита); циркон не установлен.

Набор акцессорных минералов габброидов верхнетагильского комплекса: магнетит (с высоким содержанием V_2O_3), первичный ильменит (с высоким содержанием Cr_2O_3), апатит (с повышенными концентрациями SrO, F и Cl), постоянно присутствует циркон.

Минералогический состав вулканитов изучен в базальтах и дацитах третьей пачки. Породообразующие минералы представлены пироксеном и плагиоклазом. Пироксен в порфировых выделениях образует укороченные идиоморфные призматические зерна и гипидиоморфные зерна; в основной массе пироксен идиоморфный длиннопризматический или гипидиоморфный. Бесцветен или имеет слабую зеленоватую окраску. По особенностям компонентного состава пироксены соответствуют авгиту. Средний состав: SiO_2 – 53.51%, Al_2O_3 – 1.66%, Cr_2O_3 – 0.53%, FeO – 6.06%, MnO – 0.27%, MgO – 17.99%, CaO – 20.11%, Na_2O – 0.21%. Изредка фиксируется примесь TiO_2 до 0.42%. Плагиоклаз соответствует альбиту, реже олигоклазу, образует тонкоигольчатые или длиннопризматические зерна различной ориентировки в основной массе вулканитов, реже – реликты порфировых выделений. Вторичные продукты замещения отсутствуют. Наблюдаемый химизм плагиоклазов находится в резком антагонизме с общим химизмом породы. В связи с этим мы предполагаем, что это новообразованный альбит, возможно – продукт спилитизации.

Акцессорные минералы вулканитов представлены хромитом. Встречается преимущественно в основной массе породы, реже – приурочен к зернам пироксена. Минерал обладает крайне невыдержанным химическим составом: наблюдаются сильные вариации, как между различными зернами, так и в пределах одного зерна. При этом закономерностей распределения компонентного состава не обнаруживается. Постоянными примесными компонентами являются Al_2O_3, MgO, часто присутствуют CaO, MnO, V_2O_3 и TiO_2.

По содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ), силурийские магматиты разделяются на четыре группы. Первую группу образуют габброиды тагилокытлымского комплекса. Они характеризуются повышенным уровнем концентрации РЗЭ и сглаженностью линий нормированных содержаний при сохранении подобия трендов распределения. Отмечается относительный дефицит концентраций тяжелых лантаноидов при сопоставимой степени фракционирования (La/Yb = 1.6-3.4) и слабовыраженная положительная Eu аномалия. Для лейкократовых разностей отмечается увеличение содержания РЗЭ при увеличении степени фракционирования (La/Yb до 12 в лейкократовых габбро). Это может указывать на взаимосвязь формирования пород с процессами магматической дифференциации.

Ко второй группе пород относятся микрограниты дайкообразных тел, прорывающих габброиды тагилокытлымского комплекса. Для них устанавливается необычное распределение РЗЭ

с яркой положительной Eu аномалией.

В третью группу пород по характеру распределения РЗЭ попадают габброиды восточной части Щекурьинского массива и вулканиты нижней, второй и верхней пачек соимшорской толщи. Они имеют характерное распределение РЗЭ при заметно меньшей степени фракционирования (La/Yb = 0.7-2.6) и существовании выраженной отрицательной Eu аномалии.

Четвертая группа пород по особенностям редкоземельного состава объединяет базальты и дациты третьей пачки. В отличие от вышеописанных, данные вулканиты характеризуются субхондритовым спектром РЗЭ с 2-10-кратным обогащением в сравнении с хондритом. Более того, концентрация тяжелых РЗЭ нередко превышает легкие (La/Yb = 0.8-1.7); суммарное содержание РЗЭ коррелирует с содержанием кремнекислоты. Возможно, что появление этой вулканогенной пачки в разрезе связано с более глубинной магмогенерацией нежели при формировании ниже- и вышележащих эффузивов. В этом случае объясняется и появление хромита в акцессорной фазе пород третьей пачки.

В сравнении с хорошо изученными магматическими образованиями Северного и Среднего Урала полученные геохимические данные находят следующие соответствия:

1) магматиты первой группы коррелируют с габбронноритами и амфиболовыми габбро тагилокытлымского комплекса Хорасюрского массива [2];

2) магматиты второй группы сопоставимы с битовнит-анортитовыми габбро тагилокытлымского комплекса Хорасюрского массива [2], что позволяет говорить о необходимости выделения жильных гранитоидов в составе тагилокытлымского комплекса;

3) магматиты третьей группы сопоставимы с гороблагодатским вулканогенным комплексом Среднего Урала [1], а так же с гранитоидами Сертыньинско-Щекурьинского массива верхнетагильского комплекса [2];

4) магматиты четвертой группы не находят аналогов в изученных районах.

Изученные структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся при эволюции магматизма в пределах северной части Тагильской палеоостроводужной системы, несут признаки геохимического родства, указывающие на следующую последовательность формирования: тагилокытлымский комплекс – вулканиты соимшорской толщи – верхнетагильский комплекс. При этом минералого-геохимические данные подтверждаются геологической информацией.

Работа выполнена при поддержке Федеральной целевой программы «Научные и педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера, 2005. № 2. С. 68-96.

2. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005. № 2. С. 41-59.

Вариации режима питания вулканов Ключевской группы с 1999 по 2009 годы по результатам четырехмерной томографии

Кулаков И.Ю.[1], Гордеев Е.И.[2], Добрецов Н.Л.[3], Верниковский В.А.[1]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Коптюга, 3, KoulakovIY@ipgg.nsc.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006, г. Петропавловск-Камчатский
[3]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр. Коптюга, 3

Понимание природы вулканических извержений является горячей темой, которая с древних времен привлекает внимание людей, независимо от того, являются ли они специалистами в области наук о Земле или нет. В данной работе мы приводим результаты обработки методом сейсмической томографии [3] данных по локальным землетрясениям для группы вулканов Ключевской на Камчатке. В эту группу входят одни из самых активных вулканов мира (Ключевской, Безымянный и Толбачик), а также несколько спящих вулканов. Главной особенностью этой группы является очень широкий спектр составов и режимов извержений от базальтовых излияний гавайского типа до мощных андезитовых экструзий [1]. Это многообразие косвенно отражает сложную структуру магматических камер, расположенных на разных уровнях в коре и верхах мантии под Ключевской группой.

В данном исследовании произведена обработка данных местной сейсмологической сети за период времени от 1999 до 2009. Этот набор данных включает более полумиллиона времен пробега от примерно 80000 землетрясений. Следует отметить, что в нашем исследовании попытка одновременной инверсии всех данных привела к неустойчивому результату. Это означает, что, по-видимому, невозможно построить одну модель, удовлетворяющую данным за все годы,

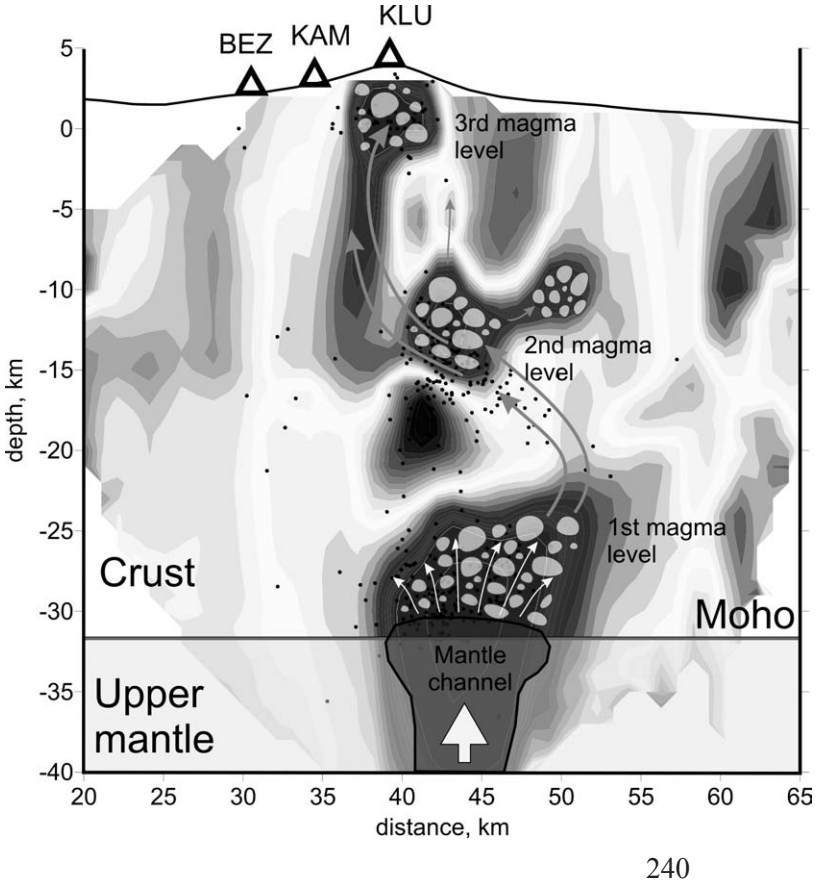

Рис. 1. Интерпретация результатов томографической инверсии для Ключевской группы вулканов. На фоне показано распределение отношение Vp/Vs на вертикальном профиле, соответствующему 2003 году. Точками обозначены землетрясения вокруг профиля; красная область в мантии изображает питающий канал, доставляющий частично расплавленный мантийный материал к коре. Желтые пузыри схематически показывают положение магматических камер, которые совпадают с областями повышенных Vp/Vs. Стрелки указывают на возможные пути перемещения магмы.

что является косвенным свидетельством сильной изменчивости сейсмической структуры во времени. Гораздо более устойчивые модели были получены при обработке данных по отдельным временным окнам длиной в один год.

Результат, полученный для 2004 года, подробно описан в [2]. На рис. 1 приведен результат инверсии за предыдущий 2003 год, который, в целом, совпадает с опубликованной моделью. Здесь показано распределение отношения Vp/Vs, которое наиболее чувствительно к наличию расплавов и флюидов и дана геологическая интерпретация полученных результатов. Приведенное вертикальное сечение проходит через вулканы Ключевской (KLU), Камень (KAM) и Безымянный (BEZ). Можно видеть, что на глубинах ниже 23 км под Ключевской группой наблюдается аномалия с чрезвычайно высоким значением Vp/Vs, доходящим до 2.2. В верхней части этой аномалии сосредоточено большинство землетрясений. Мы предполагаем, что данная аномалия с повышенными P- и пониженными S-скоростями связана с наличием частично расплавленных пород, вынесенных по мантийному каналу с больших глубин. Достигая низов коры, этот материал оказывает механическое, термическое или химическое влияние на породы низов коры, что может объяснить сильную сейсмичность на этих глубинах. В коре мы наблюдаем несколько уровней магматических резервуаров, которые выражаются в повышенных значениях Vp/Vs. Средний уровень расположен на глубине 8-13 км. Именно здесь, по-видимому, происходит фракционнирование и перемешивание магм, что объясняет разнообразие составов в вулканах группы. Непосредственно под Ключевским вулканом на малой глубине мы наблюдаем еще одну аномалию с высоким значением Vp/Vs, которая, по-видимому, отражает магматические очаги, непосредственно ответственные за извержение вулкана.

Было произведено исследование изменчивости сейсмической структуры во времени. Для этого все данные были разделены по временным окнам, в рамках которых производились независимые томографические инверсии. На рис. 2 показаны результаты инверсии в различные годы на вертикальном сечении. Можно видеть, что с 2001 по 2004 год сохраняется, в целом, неизменная картина: наиболее интенсивная аномалия наблюдается ниже 23 км; в средней и верх-

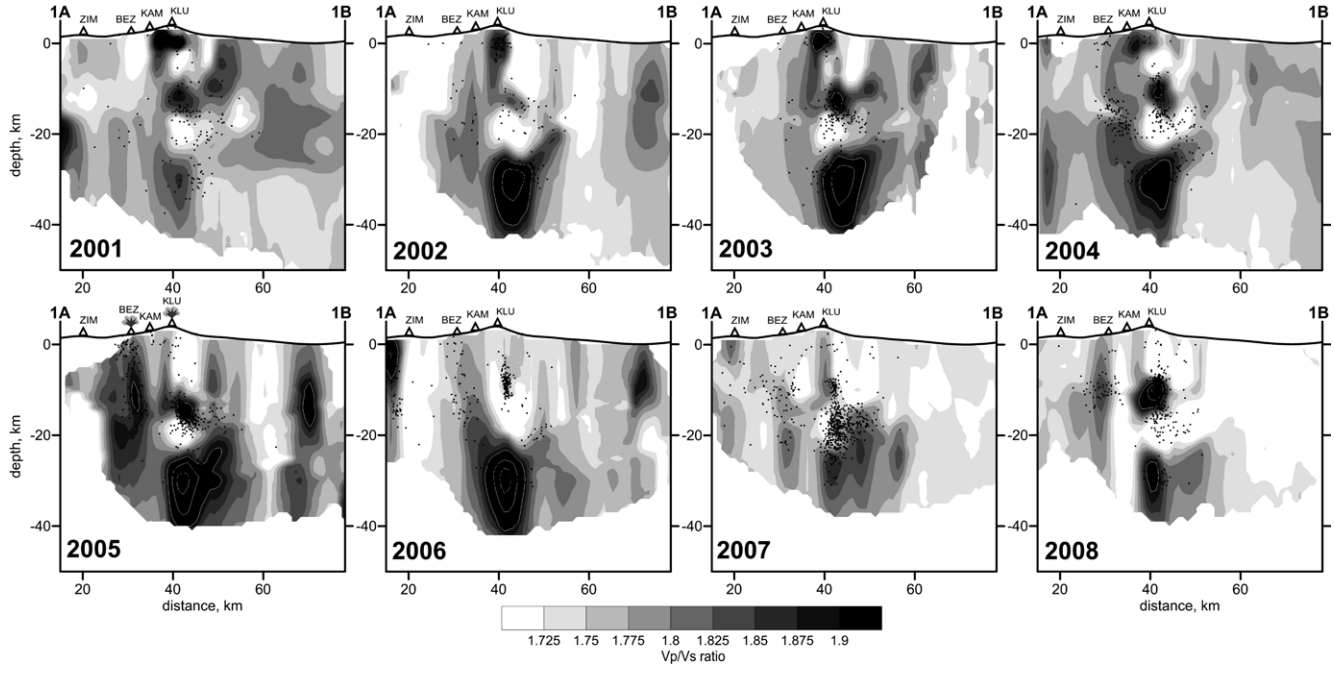

Рис. 2. Результаты независимой инверсии данных по отдельным годам с 2001 по 2008. Показано распределение соотношения Vp/Vs на вертикальном сечении. Точки показывают распределение землетрясений. Активизация Ключеского и Безымянного вулканов отмечена в 2005 году.

ней коре видны два уровня магматических очагов. В 2005 году структура аномалий резко меняется: наблюдается общее повышение значений Vp/Vs. Этот период совпадает с извержениями Ключевского и Безымянного вулканов. В последующие два года аномалии в коре пропадают, что, по-видимому, отражает период релаксации после извержения. В 2008 году аномалия в средней коре проявляется вновь.

Существенные вариации сейсмической структуры в коре на протяжении короткого периода времени вряд ли могут быть связаны с массовым перемещением пород. По-видимому, эти вариации обусловлены резкими изменениями напряженно-деформированного состояния коры. Возможно, это приводит к образованию трещин, по которым устремляются флюиды, что, в свою очередь, обеспечивает проникновение флюидов и дальнейшее увеличение напряжений в районе магматических камер за счет фазовых переходов. Такая активизация приводит к положительной обратной связи и к извержениям, что мы и наблюдали в первой половине 2005 года на Ключевском и Безымянном вулканах.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Новейший и современный вулканизм на территории России** / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 605 с.
2. **Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A., Senyukov S., Jakovlev A.** Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography, Geophys. Res. Lett., 2011. 38, L09305.
3. **Koulakov I.** LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms, Bulletin of the Seismological Society of America, 2009. V. 99. N. 1. P. 194-214.

Метаморфические породы Западно-Приморской активизированной зоны Ханкайского массива: возраст, геодинамические обстановки формирования и эволюции

Лаврик С.Н.[1], Кутуб-Заде Т.К.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159
[2]Открытое акционерное общество «Приморгеология»
690000, г. Владивосток, Океанский проспект, 29/31

В сообщении приводится очерк метаморфических пород (МП) по результатам петрологических исследований, выполненных в процессе работы по ГДП-200 на листе L-52-XXX. Район располагается на площади двух ранее выделявшихся структурно-формационных зон: Западно-Приморской (часть Цзилинь-Лаоелинской области) и Гродековской (фрагмент Ханкайского массива (ХМ) [1]. Комплекс и методика работ соответствовали инструкциям по составлению и подготовке к изданию листов ГК-200 и включали, среди прочих, химико-аналитические методы (ICP-MS и РФА (ЦЛ ОАО «Приморгеология», частично, ДВГИ ДВО РАН)), микрозондовые исследования минералов (ДВГИ ДВО РАН), радиологическое датирование горных пород U-Pb методом по цирконам, SHRIMP-II (центр изотопных исследований ФГУГП «ВСЕГЕИ»).

По структурно-вещественным особенностям в составе МП бассейнов рек Пограничной и Комиссаровки выделены следующие стратифицируемые и нестратифицируемые образования (описание дается в последовательности омоложения возраста).

Ильинская толща (двуслюдяные сланцы, выделены [2]) представлена в виде коллажа территориально разрозненных и литологически разнородных объектов, часто в ассоциации с фрагментами дворянского комплекса (см. ниже). По составу это стратифицированные пара- и ортопороды амфиболитовой фации регионального метаморфизма, интенсивно мигматизированные, прорываются ортометаморфитами венда. Преобладают разнообразные гнейсы, высокоглиноземистые кристаллосланцы и амфиболиты, реже встречаются кварциты и мраморы. Обобщенное строение толщи: в основании залегают амфиболиты, в средней части – гнейсы, в верхах – переслаивание гнейсов, сланцев, мраморов и амфиболитов. Общая мощность 2000 м. На дис-

криминационных диаграммах метабазиты толщи отвечают орогенным островным дугам, базальтам вулканических дуг и островодужным толеитам [3, 4]. Возраст протолита (здесь и далее – U-Pb метод) по ядрам цирконов 925-1006 млн. лет. Возраст краевых зон этих же кристаллов 519-581 млн. лет отвечает времени регионального метаморфизма и соответствует времени интрудирования толщи дворянским вендским комплексом, обусловившим мощный ультраметаморфизм в период 540-579 млн. лет. Обнажения толщи изучены в тектонических блоках. В силу этого, а также из-за проблем с обнаженностью, отсутствием маркирующих горизонтов, проявлениями интенсивной складчатости и ультраметаморфизма, судить о полном строении и истинной мощности разреза можно лишь приближенно. По степени метаморфизма и строению разреза толщу можно сопоставить с уссурийской серией ХМ. Однако недостаточная изученность МП ильинской толщи не позволяет провести их корректную корреляцию с аналогами ХМ.

Дворянский амфиболит-гнейсовый комплекс (венд) распространен в тектонических блоках, совместно с ильинской толщей, а также в провесах кровли позднепермских, позднетриасовых и раннеюрских гранитоидных массивов. Представлен комплекс ортометаморфитами (амфиболиты, гнейсо-габбро, гнейсо-граниты и пространственно связанные с ними и широко проявленные мигматиты), которые прорывают и мигматизируют ильинскую толщу. Тип щелочности гнейсо-габбро и амфиболитов варьирует от сугубо натриевого (Na_2O/K_2O = 2-6.6, $Na_2O+K_2O \leq 5.4\%$) до калиево-натриевого (Na_2O/K_2O = 0.6-1.2; $5.6 \leq Na_2O+K_2O \leq 8.9\%$). Геодинамическая обстановка формирования протолитов на дискриминационных диаграммах соответствует полям внутриплитных базальтов [4] и условиям континентального рифта [5]. По соотношению калия с рубидием средний состав комплекса располагается на тренде коровых гранитов. Возраст мигматитов комплекса – 543 млн. лет и гнейсо-гранитов – 574 млн. лет – соответствует вендскому времени, а наличие в породах единичных цирконов с возрастом 750 млн. лет отвечает возрасту ассимилируемых рифейских метаморфитов. Присутствие в мигматизированных амфиболитах цирконов с возрастом 460,9 млн. лет, вероятно, отражает время мощного раннепалеозойского этапа активизации, синхронного образованию гранитов вознесенского комплекса.

Краёвская толща распространена в приграничной с КНР, крайне западной части площади в истоках р. Комиссаровка. Краёвская толща от ильинской пространственно отделена и отличается: отсутствием проявления ультраметаморфизма, меньшей степенью метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация) и площадным развитием зеленосланцевого диафтореза. В составе толщи преобладают гранат-слюдистые (преимущественно мусковитовые) кристаллосланцы с единичными маломощными линзами гранатовых амфиболитов, биотитовых гнейсов и кварцитов. Широко распространены секущие и «послойные» жилы метаморфогенного кварца. Разрезы толщи в разных частях ареала однообразны. Мощность образований приближенно оценивается в 1500 м. Породы смяты в асимметричные складки с доминирующим пологим падением кристаллизационной сланцеватости и гнейсовидной полосчатости на ЮЮВ и заметно более редким, но крутым – на ССЗ, что свидетельствует о северной направленности синскладчатого течения масс в условиях меридионального сжатия. Описанный стиль складчатости подобен таковому, проявленному в древнейших породах ХМ (Матвеевский блок). Возраст прогрессивного метаморфизма 496-503 млн. лет (кембрийский). На конкордиях отчетливо проявлен этап преобразования цирконов на рубеже 251-257 млн лет (пермь–триас), отвечающий этапу диафтореза пород, связанного по [6] с процессами переходными от режима субдукци к коллизии. Толща прорывается коллизионными [6] позднетриасовыми и раннемеловыми интрузиями и перекрывается неогеновыми базальтами. Ороговикование в контактовых ореолах интрузий проявлено в виде новообразованного биотит-кордиерит-андалузитового парагенезиса. Отнесенние к кембрию кристаллосланцев и гнейсов краёвской свиты может представляться дискуссионным, поскольку в кембрийских разрезах восточных частей ХМ, достаточно хорошо изученных, подобные породы не встречаются. Вполне допустимо, что при детальных, в том числе, геохронологических исследованиях метапороды краёвской свиты могут оказаться изохронны (более ранними?) образованиям ильинской толщи.

Комиссаровский тектоногенный комплекс выделен в бассейне верхнего течения р. Комиссаровка в виде образований, представляющих собой сложную структуру (шарьяжную динамозону). Сформирована она из серии веерообразно залегающих надвиговых пластин, которые в осевой зоне прорываются интрузией коллизионных [6] позднетриасовых гранитов. В северной части динамозоны пакеты надвиговых блоков разного состава полого погружаются в ЮЮВ направлении. Здесь же наблюдается подобие стратификации по степени дислокационных преобразований: в основании структуры располагаются пластины наиболее интенсивно метаморфизованных кварц-полевошпат-слюдистых, слюдисто-гранатовых и полевошпат-кварцевых бластомилонитов по сланцам краевской толщи и осадкам решетниковской (P_{1-2}) свиты. Вверх по разрезу они сменяются слабо раскристаллизованными – глинисто-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми бластомилонитами, рассланцованными песчаниками и карбонатными сланцами, образованными, предположительно, по карбонатно-вулканогенно-терригенным породам барабашской свиты (P_{2-3}). В южной части динамозоны в бассейне р. Решетинка подобная стратификация нарушена поздними деформациями. Здесь преобладают слюдисто-гранатовые бластомилониты по краевской толще и решетниковской свите. С краевской толщей и решетниковской свитой комплекс граничит по надвигам, часто с мощными (1-3 м) зонами катаклаза. Внутреннее строение динамозоны хаотичное с невыдержанными по простиранию и частыми сменами одних типов бластомилонитов другими. Плоскости скольжения пород, преобразованных тангенциальным надвиговым воздействием, секут сланцеватость под острым углом. Структура динамозоны в целом согласуется с явлениями продольного сокращения земной коры при складкообразовании [7]. Бластомилониты – породы лепидогранобластовой, порфиробластической, участками микрокатакластической структуры и линзовидно-тонкополосчатой текстуры. В слюдисто-гранатовых разностях гранобластовые и лепидобластовые микроструктуры чередуются, что обусловлено переслаиванием исходного псаммитового и пелитового материала, отчетливо проявлены микроплойчатость и кливаж микросланцеватости. В округлых порфиробластах – агрегаты розового не зонального граната альмандинового ряда с регрессивными хлорит-мусковитовыми каймами по периметру, образующие характерные структуры «снежного кома». Для милонитов характерны линзовидно-параллельные и плойчатые текстуры, будинаж и смятие кварцевых линз с развитием микроплойчатости в крест более ранней сланцеватости. Динамосланцы по составу и структурно-текстурным признакам отвечают переслаиванию алевролито-песчаных и туфогенных пород. В редких линзах мелкокристаллических карбонатных и песчаных сланцев распознаётся слоистость, часто не совпадающая с ориентировкой сланцеватости. По петрохимическим особенностям тектониты комплекса относятся к средне-кислым (SiO_2 = 63-69%), богатым глиноземом (15-20%) и калием (3-4.5%) породам. Микроэлементный состав отражает закономерное смешение характерных признаков исходных комплексов и свит: концентрации элементов (Zr, Nb, La, Yb, Y, Sc, Ga, Sn, Pb, B) сопоставимы с таковыми в породах как решетниковской свиты, так и в метапородах краевской толщи. Предполагаемый сценарий тектоно-магматической активизации по интенсивности сопоставим с проявлениями регионального метаморфизма зонального типа в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой ступени (параметры кульминации процесса не превышали P = 4 кб, T= 450°). Возможно, слагающие тектонокомплекс пластины метапород могли быть сформированы в PT-условиях различных (неоднократных) метаморфических событий. Неясность в этом вопросе обусловлена недостаточной изученностью (плохая обнаженность, сложное строение динамозоны). Бластомилониты прорываются коллизионными [6] позднетриасовыми гранитоидами и раннеюрскими гранитоидами и субвулканическими образованиям. Предполагаемый возраст комиссаровского комплекса – раннетриасовый, т.к. преобразованиями затронуты пермские решетниковская и барабашская свиты, а гранитоиды каменушкинского комплекса с возрастом 205–214 млн. лет (поздний триас), прорывают и метаморфизуют их. Заслуживает внимания связь, установленная для выделенных на площади районов золоторудной минерализации с древними метаморфическими толщами.

Таким образом, в докайнозойской эволюции тектонических структур выделяются три периода

формирования: рифейско–раннепалеозойский, пермский и мезозойский, каждому из которых отвечают деформации, различающиеся ориентировкой латерального сжатия.

Для первого периода характерно меридиональное сжатие, определившее заложение горстовых сводов и рифтовых структур растяжения; для второго – субширотное, ставшее причиной замыкания рифтовых структур, проявления складчатости и кливажа в стратификатах, первичной гнейсоватости в синхронных интрузивах по [7]; для третьего – ССЗ сжатие, ставшее причиной складчатости, сдвигов и образования мел-кайнозойских депрессионных структур сосдвигового растяжения.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.** Геология Приморского края: В 3 ч. Ч. 3: Основные черты тектоники и история развития: Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 60 с.
2. **Литвинов Ю.Е.**, 1964 г. Фондовые материалы (ТФГИ по Приморскому краю.)
3. **Ферштатер Г.Б.** Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., 1987. 232 с.
4. **Интерпретация геохимических данных** (ред. Скляров Е.В.). М., 2001. 140 с.
5. **Лутц Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М., 1980. 247 с.
6. **Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н.** Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья. Тихоокеанская геология, 1998 Т. 17. № 5. С. 11-25.
7. **Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.** Внешние поля напряжения и структуры разновозрастных интрузивов в блоках древней коры и перекрывающих образованиях Юга Приморья. Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Мат. научн. конф. Петрозаводск, 2005. С. 237-239.

Петрология и геохимия гранитоидов из неоархейских и палеопротерозойских зон субдукции и коллизии Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы

Левицкий В.И., Левицкий И.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, Фаворского, 1а

В Присаянском краевом выступе фундамента Сибирской платформы выполнено петролого-геохимическое и геохронологическое изучение глубокометаморфизованных пород и развитых по ним новообразований в раннедокембрийских зонах субдукции и коллизии. Составными частями выступа являются Восточно-Саянская гранит-зеленокаменная (ВСГЗО) и Прибайкальская гранулит-гнейсовая (ПрГГО) области. ВСГЗО сложена блоками, массивами, пластинами переслаивающихся тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций (ТТГА) с зеленокаменными поясами – Онотским, Таргазойским (ОЗП и ТЗП). ПрГГО включает шарыжалгайский, китойский метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций. В ПрГГО и ВСГЗО в метаморфических комплексах ведущую роль играют аповулканические кристаллические плагиосланцы и плагиогнейсы, метаосадочные гнейсы и плагиогнейсы. Кварцитогнейсы, кварциты, мраморы встречаются редко. Они в большей степени в ПрГГО и ТТГА, в меньшей – ОЗП и ТЗП, подвергаются ультраметаморфическим преобразованиям под воздействием глубинных мантийных флюидов. Преобразования выражены как замещение основных и кислых ассоциаций серией последовательно образующихся пород: плагиомигматиты – калишпатовые мигматиты – теневые калишпатовые мигматиты – автохтонные и аллохтонные гранитоиды [1].

Возраст тоналитов и трондьемитов ВСГЗО, полученный U-Pb методом по цирконам составляет 3.287-3.386 млрд. лет, а пород ОЗП по данным изохронного Rb-Sr метода для разных его свит – 2.675-2.786 млрд. лет. При этом значения $(Rb/Sr)_0$ ТТА укладываются в диапазон, близкий BABI (0.699-0.701), а $T_{Nd}(DM)$ = 3.5-3.6 млрд. лет. В шарыжалгайском и китойском комплексах для протолита гнейсов U-Pb SHRIMP-методом по цирконам [3] получены возраста 3.3-3.4 млрд. лет и установлено проявление двух циклов метаморфизма гранулитовой фации и преобразований – неоархейского (2.56-2.65 млрд. лет) и палеопротерозойского (1.85-1.87 млрд. лет) возрастов [2] в коллизионных зонах.

Породы, подвергшиеся гранулитовому метаморфизму неоархейского цикла в шарыжалгайском и китойском комплексах представлены биотит-двупироксеновыми плагиосланцами (реконструируются как щелочные базальты, шошониты, абсорокиты), биотит-гиперстеновыми и биотитовыми плагиогнейсами (протолит – трахиандезиты, андезиты, калиевые андезиты, латиты, кварцевые латиты), реже – умеренноглиноземистыми биотит-гранатовыми (алевролитами и граувакками) и высокоглинозёмистыми (алевропелитовыми аргиллитами) гнейсами, метагаббро-анортозитами, кальцитовыми мраморами. Ранние магматические протолиты шарыжалгайской серии относятся к известково-щелочным сериям, которые в современных условиях формируются в обстановках островных дуг, а поздние – к калиевым известково-щелочным сериям, образующихся в активных континентальных окраинах и зрелых островных дугах. Крайне редко встречаются метамагматиты с N-MORB характеристиками срединно-океанических хребтов. Формирование пород китойской серии происходило во внутриконтинентальных рифтах. В неоархейский период они подвергались гранулитовому метаморфизму и ультраметаморфическим преобразованиям при коллизии гранулитовых блоков шарыжалгайского (Иркутный блок) и китойского (Китойский блок) комплексов между собой или их с блоками ТТГА. В гранулитовых комплексах и ТТГА преобразования проявлены как в развитии слабо измененных пород – мигматизированных сланцев, гнейсов, так и продуктов их более интенсивного замещения – калишпатовых мигматитов, эндербитов, чарнокитоидов автохтонных и аллохтонных гранитов, пегматитов [1]. Все они традиционно начиная с 80 гг. XX века относятся к китойскому ультраметаморфическому комплексу гранитоидов. Возраст комплекса, полученный U-Pb методом по цирконам в шарыжалгайской серии для пегматитов – 2557±28 млн. лет, для гранитов – 2562±20 млн. [2], а в китойской серии – 2535±7 млн. лет [3]. Возраст мигматитов и гранитов полученный Rb-Sr методом в ТТГА – 2.64 млрд. лет. По геохимическим параметрам неоархейские образования относятся к ультраметаморфическому типу гранитов – обогащены TiO_2, Al_2O_3, K_2O, Ba, LREE, Zr, Cr, Ni (табл.). Как установлено, состав гранитоидов существенно варьирует в зависимости от субстрата (табл.). Ультраметаморфические гранитоиды развитые по породам шарыжалгайского (Иркутный и Жидойский блоки) и в разных частях китойского (Китойский блок) гранулитовых комплексов по геохимическим характеристикам близки между собой и судя по диаграммам, относятся к сини постколлизионным гранитам (табл., выб. 1-3, 9). При этом граниты в ТТГА отличаются от гранитоидов замещающих гранулитовые комплексы меньшими содержаниями TiO_2, Fe_2O_3, MgO, CaO, Ba, F, REE, Zr, Cr, Ni, Co и большими – SiO_2, Na_2O, Rb, Pb (табл., выб. 1-3, 9 и 4). Это однозначно свидетельствует о наследовании геохимических особенностей протолитов или ПрГГО, или ТТГА ВСГЗО в зонах коллизии.

Протолит метаморфических пород палеопротерозойского цикла метаморфизма и преобразований образовался в субдукционной супраструктуре с возрастом 2.3-2.4 млрд. лет в обстановке океанических островов и примитивных островных дуг. В шарыжалгайском комплексе доминируют двупироксеновые плагиосланцы (E-MORB базальты) и двупироксеновые плагиогнейсы (андезиты, дациты), меньше развиты метатерригенные биотитовые (метапелиты, граувакки), биотит-гранатовые (метааркозы) плагиогнейсы и гнейсы; реже встречаются высокоглиноземистые гнейсы, доломитовые мраморы, кварциты.

В коллизионной обстановке продукты ультраметаморфических преобразований гранулитов представлены плагиоклазовыми и калишпатовыми мигматитами, теневыми калишпатовыми мигматитами, гранитами, пегматитами, чарноэндербитами [2]. По возрасту и геохимическим параметрам к ультраметаморфическим гранитам шарыжалгайской серии близки интрузивные посткинематические гранитоиды. Ультраметаморфические гранитоиды – синкинематические синколлизионные образования, слагающие мелкие тела, формировались на нижних уровнях шарыжалгайской серии. При их перемещении, зарождались крупные очаги с последующей трансформацией и кристаллизацией гомогенных магм в интрузивных посткинематических батолитах гранитов на верхних уровнях. Для палеопротерозойского цикла характерны близкие

Таблица. Средние содержания петрогенных (масс. %) и редких (г/т) элементов в неоархейских (1-3, 9) и палеопротерозойских (4-8, 10) гранитоидах Присаянского выступа

№№ пп	***1(129)***	2(30)	3(53)	4 (52)	***5(297)***	6(62)	7(23)	8(28)	**9 (212)**	**10 (113)**
SiO_2	***68,14***	69,82	70,42	71,93	***69,65***	71,97	73,05	71,02	**69,46**	**72,01**
TiO_2	***0,59***	0,47	0,40	0,24	***0,46***	0,49	0,41	0,31	**0,49**	**0,41**
Al_2O_3	***14,41***	13,98	14,23	14,68	***14,01***	12,98	12,43	14,74	**14,20**	**13,38**
$Fe_2O_{3общ.}$	***1,86***	1,67	0,90	0,68	***4,40***	3,81	3,41	3,84	**1,47**	**3,68**
MgO	***1,52***	1,19	1,27	0,57	***1,38***	0,58	0,39	0,53	**1,33**	**0,50**
CaO	***2,51***	2,18	1,92	1,48	***2,06***	1,52	1,51	1,69	**2,20**	**1,57**
P_2O_5	***0,14***	0,13	0,08	0,08	***0,20***	0,13	0,10	0,11	**0,12**	**0,11**
K_2O	***4,17***	4,24	3,94	4,07	***4,54***	4,17	3,91	3,80	**4,12**	**3,96**
Na_2O	***2,97***	3,03	3,10	4,00	***2,57***	2,20	2,18	2,58	**3,03**	**2,32**
Li	***17***	19	16	17	***17***	9	22	10	**17**	**14**
Rb	***126***	127	116	161	***110***	164	253	129	**123**	**182**
Ba	***990***	974	755	531	***1193***	1072	1195	1325	**906**	**1197**
Sr	***262***	238	222	226	***249***	196	152	386	**241**	**245**
F	***875***	836	731	497	***367***	690	2680	216	**814**	**1195**
Sn	***3,6***	3,3	2,3	2,3	***2,3***	6,2	7,1	4,5	**3,06**	**5,9**
La	***62***	62	65	24	***58***	72	110	42	**63**	**75**
Ce	***96***	92	121	44	***101***	102	180	82	**103**	**121**
Nd	***42***	43	51	17	***38***	52	82	38	**45**	**57**
Y	***26***	30	26	10	***22***	37	48	16	**27**	**34**
Zr	***213***	230	203	139	***185***	290	290	227	**215**	**269**
Pb	***24***	27	23	37	***24***	32	40	29	**25**	**34**
Cr	***52***	43	51	11	***79***	11	15	8	**49**	**11**
V	***71***	60	55	18	***51***	35	19	24	**62**	**26**
Ni	***25***	23	26	8	***29***	6	8	3	**25**	**6**
Co	***12***	10	11	4	***9***	5	6	3	**11**	**5**

Примечание: Гранитоиды китойского комплекса: 1 – в шарыжалгайской серии; 2-3 – в китойской серии (2 – р. Китой; 3 – р.р. М. Белая-Онот); 4 – в ТТГА; 9 – среднее значение для гранулитовой фации. Гранитоиды: 5 – синколлизионные ультраметаморфические – в шарыжалгайской серии; 6-8, 10 – постколлизионные – шумихинского (6), саянского (7) и приморского (8) комплексов; 10 – среднее значение по трем комплексам гранитов.

возрастные рубежи гранитообразования. В шарыжалгайской серии присутствуют ультраметаморфические гранитоиды, развитые в интервале 1.851-1.876 млрд. лет, а в китойской серии – 1.852-1.872 млрд. лет. Возраст интрузивных гранитоидов саянского и шумихинского, игнокского комплексов колеблется в интервале 1.85-1.87 млрд. лет. По концентрациям SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, K_2O, Na_2O, Li, Ba, Sr, La, Nd, Y, Zr, Pb, Cr, V, Co посткинематические граниты близки к средневзвешенному составу ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайской серии (табл., выб. 5-8, 10). На диаграммах их составы попадают в поля синколлизионных, тяготея к границам полей гранитов вулканических дуг и внутриплитных, что характерно для постколлизионных гранитоидов (табл., выб. 5-8, 10). В ультраметаморфических гранитоидах, относительно посткинематических, повышены содержания MgO, CaO, P_2O_5, K_2O, Cr, Co, понижены – Rb, F, Sn, что обусловлено доминированием в субстрате шарыжалгайской серии элементов основных пород (табл.). В целом, гранитоиды интрузивных комплексов обогащены Rb, Li, LRRE, Sn, Pb, что отражает проявление в них процессов магматической дифференциации (табл., выб. 5-8).

Устанавливается близость вещественных характеристик ультраметаморфических неоархейских и палеопротерозойских гранитоидов шарыжалгайской серии (табл., выб. 1, 5). Некоторые различия между ними по ряду геохимических параметров не существенны и обусловлены

их формированием в обоих случаях в коллизионных обстановках. При раннепротерозойской коллизии неоархейских и палеопротерозойских гранулитовых блоков между собой, их акреции в один композитный террейн, возможно, происходило становление посткинематических постколлизионных гранитоидов за счет обоих комплексов.

Исследования показали определяющие влияние протолита на состав формирующихся гранитоидов в коллизионных зонах. Именно в них осуществляются процессы палингенеза гранитов, ведущие к формированию крупных магматических провинций докембрия.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-00563, 11-05-00771.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. Т. 15. № 4. С. 3-19.

2. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

3. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 2005. V. 95. P. 215-225.

Гипабиссальные интрузии монцонитов восточной Чукотки: индикаторы растяжения микроплиты Арктической Аляски – Чукотки в триасовое(?) время

Леднева Г.В.[1], Базылев Б.А.[2], Ишиватари А.[3], Соколов С.Д.[1], Кононкова Н.Н.[2]

[1]Геологический институт РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991, г. Москва, ул. Косыгина, 19, Россия
[3]Центр исследований Северо-Востока Азии, университет Тохоку
980-8576 Сендай, Аоба-ку, Каваучи 41, Япония

На Чукотке гипабиссальные интрузии монцонитов широко распространены среди пермотриасовых и нижнетриасовых отложений осадочного чехла Чукотской микроплиты. Точный возраст этих пород не установлен и принимается как триасовый. Нами были исследованы породы трех удаленных друг от друга участков в бассейне реки Вельмай, где они образуют маломощные пластовые тела в туфо-терригенных отложениях нижнего триаса, сланцах перми-нижнего триаса и черных сланцах пермского возраста. В толщах метаморфитов пластовые тела метаморфизовны и деформированы вместе с вмещающими их породами. Мощных расслоенных тел, в которых была бы проявлена магматическая расслоенность, установлено не было.

На всех участках исследованные монцониты из разных интрузивных тел сложены близкими минеральными ассоциациями и обнаруживают тенденции эволюции петрохимического и геохимического валового состава пород, позволяющие отнести их к одной магматической серии. Наименее дифференцированные монцониты – это богатые ильменитом и апатитом плагиоклаз-клинопироксен-щелочнополевошпатные породы с подчиненным содержаниями роговой обманки, биотита, кварца, редким пижонитом и участками микрографических срастаний ортоклаза и альбита с кварцем. Более дифференцированные разновидности отличаются резким преобладанием роговой обманки среди темноцветных минералов, присутствием циркона (преобладающий размер зерен – 5-10 мкм) и повышенным содержанием кварца; пироксены в них отсутствуют. Метаморфическая перекристаллизация пород имеет в целом псевдоморфный характер и проявлена в различной степени (вплоть до полного замещения первичных силикатов). По пироксенам и первичной магматической роговой обманке развиваются актинолит с редким хлоритом; по плагиоклазу альбит и пренит, по ортоклазу мусковит; по биотиту стильпномелан и хлорит, по ильме-

ниту сфен. Среди метаморфических минералов отмечены также эпидот, пумпеллиит и кальцит.

Клинопироксены встречены только в наименее дифференцированных образцах и обнаруживают низкие содержания Al_2O_3 (1.56-3.02 масс. %), умеренные концентрации TiO_2 (0.64-1.02 масс. %) и Na_2O (0.24-0.30 масс. %) при относительно высокой Mg#Cpx (0.61-0.68). Роговая обманка, реликты которой сохранились почти во всех исследованных образцах, характеризуется довольно высокими содержаниями титана (0.99-1.78 масс. % TiO_2) и калия (0.52-0.99 масс. % K_2O) при низком содержании глинозема (5.0-7.20 масс. %) и сильно варьирующей Mg#Hbl (0.50-0.27). При этом с понижением магнезиальности роговой обманки содержания в ней отмеченных элементов монотонно и закономерно возрастают. Биотиты характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (1.93-4.55 масс. %) и довольно низким содержанием Al_2O_3 (12.1-12.9 масс. %) при сильно варьирующей магнезиальности (0.39-0.15), которая коррелирует с магнезиальностью роговых обманок в тех же породах. Плагиоклазы в породах зональны, их центральные части в монцонитах имеют состав лабрадора (xAn 51-56), а в сиенитах – андезина (xAn 39-45). Составы краевых частей зерен плагиоклаза в монцонитах отвечают олигоклазам и андезинам (xAn 14-36), а в сиенитах – олигоклазам (xAn 15-23). Вариации состава мафитовых минералов указывают общий генезис монцонитов, слагающих разные тела, и на их кристаллизацию из магмы повышенной щелочности. Оценки давления по первично-магматическим роговым обманкам [2] свидетельствуют об их кристаллизации при давлении не выше 1 кбара, что соответствует глубине кристаллизации около 2-3 км.

В монцонитах щелочные элементы и большинство крупноионных литофильных (LILE) обнаруживают мобильное поведение и не могут быть использованы для классификации пород. По поведению малоподвижных элементов в метаморфическом процессе монцониты делятся на недосыщенные и насыщенные ильменитом и монцониты, содержащие кумулятивный ильменит. Недосыщенные ильменитом монцониты – наименее дифференцированные породы. Для них характерны низкие содержания SiO_2 (49.37-50.20 масс. %) и низкая магнезиальность (mg# = 0.58-0.33) при повышенных концентрациях TiO_2 (2.42-3.36 масс. %) и P_2O_5 (0.33-0.58 масс. %). Составы этих пород не являются примитивными (т.е. находящимися в равновесии с мантийными перидотитами возможного источника). Магмы, кристаллизовавшиеся в пластовых телах, вероятно, возникли при фракционировании расплава в более глубинном магматическом очаге. Насыщенные ильменитом монцониты – более глубоко дифференцированные породы. Разновидности без кумулятивного ильменита обнаруживают понижение содержаний TiO_2 (3.0-2.3 масс. %) и повышение концентраций P_2O_5 (0.63-0.90 масс. %) по мере увеличения уровня накопления SiO_2 (53.94-56.3 масс. %) или снижения Mg# пород от 0.26 до 0.19.

Все разновидности монцонитов имеют близкую форму спектров на многоэлементных диаграммах. Эти спектры отражают:

– кристаллизацию монцонитов из обогащенного расплава (на это указывают постепенное повышение содержаний HFSE наименее совместимых при частичном плавлении и фракционировании, таких как Yb и Y относительно менее совместимых компонентов, таких как Nb-Ta, Th; обогащение LILE относительно HFSE);

– возможное влияние коровой составляющей на генезис пород (отрицательные аномалии Nb-Ta и Zr-Hf) в результате контаминации источника расплава или магмы;

– особенности процесса дифферециации магмы, а именно насыщения магмы ильменитом (положительная аномалия Ti в монцонитах, содержащих кумулятивный ильменит) и фракционирования плагиоклаза (отрицательная аномалия Sr).

Для геодинамических построений нами были использованы только составы недосыщенных ильменитом монцонитов. Геохимические параметры этих пород (относительное обогащение LILE-HFSE и величины отношений Y-La-Nb и Ti-V) указывают на сходство монцонитов с мафитовыми породами обстановок континентального растяжения/рифтинга. Наши предшествующие исследования пермо-триасовых (252±4 млн. лет) гипабиссальных интрузивных пород

из района Колючинской губы, занимающих близкую геологическую позицию с монцонитами бассейна реки Вельмай и имеющими близкий петрохимический и геохимический состав с ними, позволили установить одновременность пермо-триасового внутриплитного магматизма восточной Чукотки и траппового магматизма крупной магматической провинции Сибири [1]. Наши новые данные свидетельствуют, что в триасовое время Чукотская часть микроплиты Арктической Аляски – Чукотки, находившаяся на значительном расстоянии от Сибирского плюма, подвергалась процессам деструкции, носившим глобальный характер и приведшим к распаду суперконтинента Пангеи. Эти процессы затронули весь Арктический регион и прилегающие к нему территории.

Работа выполнена в рамках Государственного контракта № 01/14/20/11, гранта Ведущие научные школы (НШ-7091.2010.5) и РФФИ (проект № 09-05-00529).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic flood basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sci., 2011. V. 40. P. 737-745. DOI: 10.1016/j.jseaes.2010.11.007.

2. Ridolfi F., Runzelli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contrib. Mineral. Petrol., 2009. V. 160(1). P. 45-66. DOI: 10.1007/s00410-009-0465-7.

Петролого-геохимические особенности гранитоидного магматизма трансформной континентальной окраины Азии на примере Успенского массива (Приморье)

Москаленко Е.Ю.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Успенский массив расположен на побережье Японского моря к западу от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома и представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении интрузив размером 40×10 км, прорывающий юрские терригенные отложения кривинской серии. Предыдущими исследователями [4, 5] всегда подчеркивался euj синтектонический характер, проявленный в повсеместной гнейсовидности пород, широком развитии катаклаза, а также единстве стиля структурных деформаций рамы массива и слагающих его гранитоидов (включая породы поздней жильной серии), «синкинематическом» характере контактов и наличие в гранитоидах многочисленных ксеноблоков вмещающих пород (провесов кровли), ориентированных согласно с общим планом деформаций. Плученные методом U-Pb изотопии данные показали [6], что время внедрения и кристаллизации гранитоидов (99-108 млн. лет) совпадает с периодом существования трансформной границы континентальной и океанической плит [2], в течение которого происходили масштабные перемещения вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Таким образом, Успенский массив в силу своей доступности для изучения представляет собой замечательный объект гранитоидного магматизма конвергентных границ континент-океан.

Установлено, что гранитоиды массива представлены двумя самостоятельными магматическими ассоциациями, внедрение которых происходило в антидромной последовательности с некоторым разрывом во времени, что подтверждается данными геологических и петрографических наблюдений, а также результатами изотопных исследований [3].

Ранняя ассоциация (103.3±2.4 млн. лет) представлена гранатсодержащими равномернозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, поздняя (99±2 млн. лет) – биотитовыми, иногда с амфиболом, равномернозернистыми гранодиоритами и меланократовыми гранитами, а также равномернозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами. Краткий состав пород приведен в табл. 1.

Таблица 1. Составы гранитоидов и минералов Успенского массива.

	Лейкократовые граниты	Гранодиориты, меланократовые граниты и граниты
Состав, об. %	Pl 30-32 Микроклин 25-35 Q 30-40 Bi 1-3 Gr 0.5-1 ± Mu 0.7-1.5	Pl 37-50 Микроклин 15-20, до 27 Q 20-32 Bi 5-15 ± Hb 1
Сотав Pl	$An_{25-20}An_{16-14}$	$An_{53-46}An_{20-18}$
Железистость Bi	66-74	53-63
Глиноземистость Bi	38-39	32-34
Акцессорные минералы	Ap, ортит, циркон, ±Mt	Ортит, циркон, Mt–Ti-Mt

Гранитоиды обеих ассоциаций по петрохимическому составу являются породами нормальной щелочности, имеют существенно калиевую специализацию щелочей и повышенные содержания глинозема. По относительно низким содержаниям кальция, высоким значениям индекса Шенда ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) во всех разновидностях пород, а также наличию граната и повышенной глиноземистости биотита, породы обеих ассоциаций соответствуют высокоглиноземистым по [1] или гранитам S-типа по [7].

В целом по мере повышения кремнекислотности в гранитоидах Успенского массива наблюдается понижение содержаний TiO_2, Al_2O_3, кальция и фемических компонентов. Концентрация калия при достаточно широких вариациях остается примерно одинаковой на всем интервале кремнекислотности пород. Содержание магния в породах ранней ассоциации ведет себя сходным образом, в то время как в поздней понижается с ростом кремнекислотности.

Не смотря на близость петрохимических признаков, породы ранней и поздней ассоциаций образуют дискретные группы по соотношению глинозема, щелочей и кальция.

Значительно сильнее различия проявлены в геохимических параметрах пород выделенных ассоциаций.

Гранитоиды ранней ассоциации характеризуются максимальными среди пород массива концентрациями редких щелочей, Th и U, минимальными – Sr, Ba, Hf и Zr. Для пород характерны нижекларковые содержания редкоземельных элементов. Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму ($(La/Yb)_N$ = 1.4-2.5) и глубокие ($(Eu/Eu^*)_N$ = 0.08-0.14) минимумы. На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ti, Sr, Ba, Zr и Nb. Двуслюдяные разности отличаются от биотитовых более высокими содержаниями всей гаммы редких элементов, при этом формы мультиэлементных спектров остаются практически неизменными, а в спектрах распределения РЗЭ увеличивается глубина европиевого минимума. Значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах ранней ассоциации составляет 0.70608 – 0.7062 до 0.707; ε_{Nd} от -3.5 до -3.0.

Гранитоиды поздней ассоциации по большинству редкоэлементных характеристик близки к среднему составу гранитоидов S-типа за исключением меланогранитов, в которых суммарные концентрации РЗЭ, содержания Sr и Ba превышают таковые в высокоглиноземистых гранитоидах. Меланократовые граниты и граниты характеризуются асимметричными спектрами распределения РЗЭ с незначительными отрицательными аномалиями по Eu. С ростом кремнекислотности пород суммарные содержания РЗЭ в них понижаются с «выполаживанием» спектров и уменьшением европиевого минимума. Для данных пород наблюдаются минимумы по Ti, Ba и Nb. Незначительный минимум по Sr, фиксируемый в наименее кремнекислых породах, с ростом содержаний SiO_2 сменяется незначительным максимумом. Порфировидные разности

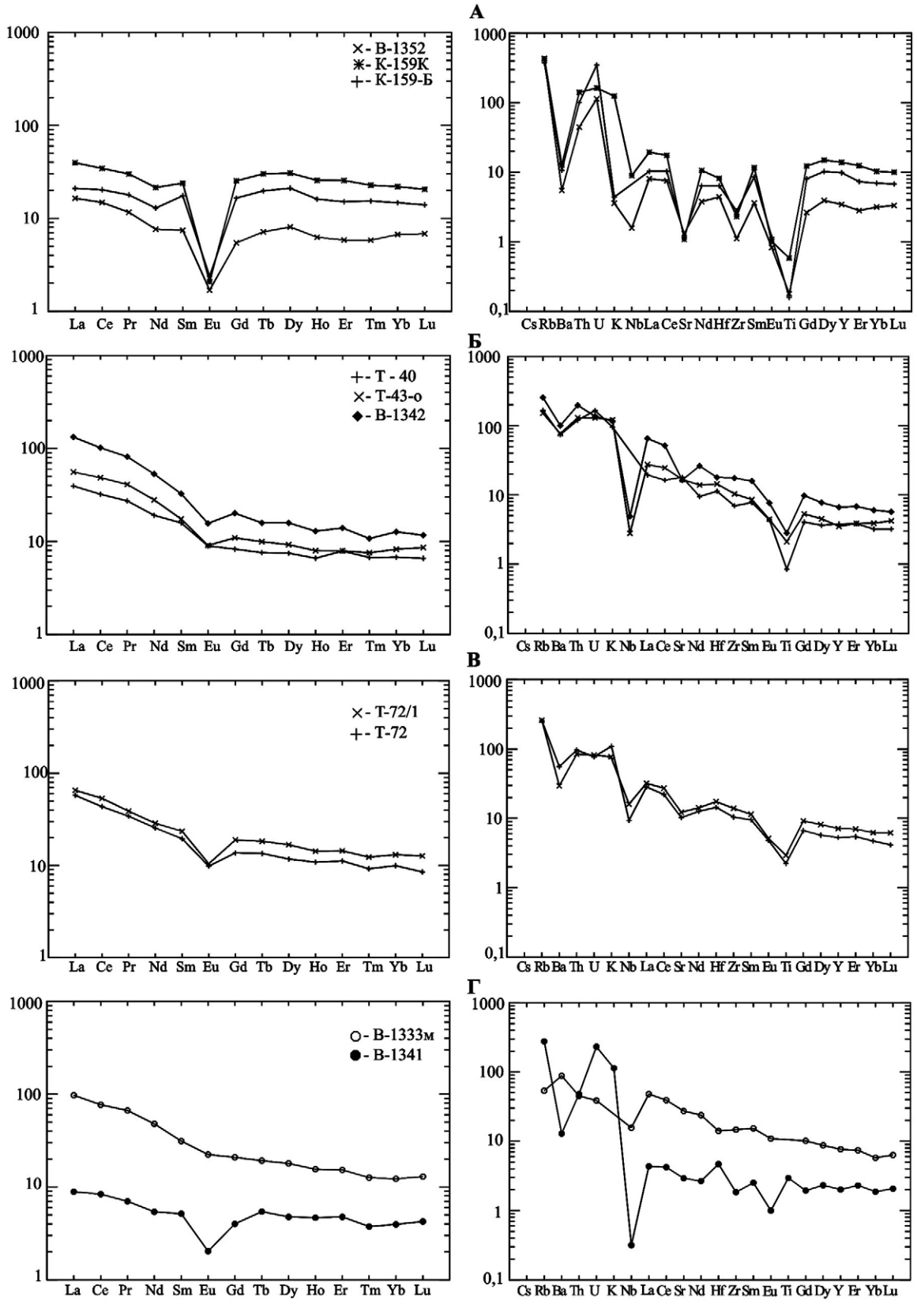

Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Успенского массива: А – гранат-биотитовые гранит-лейкограниты; Б – равномернозернистые биотитовые (+амфибол) меланократовые граниты и граниты; В – порфировидные биотитовые гранодиориты и граниты; Г – диориты и меланократовые граниты жильной серии. Спектры РЗЭ нормированы по хондриту, мультиэлементных диаграмм – по примитивной мантии.

гранитов и гранодиориты отличаются пониженными содержаниями Sr и Ba, а гранодиориты, кроме того, пониженными концентрациями калия, РЗЭ, Zr, Hf, Th и U, повышенными – Nb. Данная группа пород обладает отчетливым минимумом по европию, а отрицательная аномалия по Nb выражена существенно слабее. Одновременно порфировидные гранодиориты и граниты имеют пониженные (до 14.5-13.7%) содержания глинозема и максимальные среди пород массива концентрации фосфора. Значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах поздней ассоциации составляет 0.70441–0.70636; ε_{Nd} в пределах -3.29…-0.6.

Таким образом, Успенский массив сложен двумя ассоциациями гранитоидов, внедрившихся в антидромной последовательности с незначительным интервалом во времени. Породы обеих ассоциаций являются высокоглиноземистыми. Таким образом, для изучаемого массива показана близость параметров гранитоидов трансформных окраин и коллизионных S-типа, образованных за счет частичного плавления пересыщенных глиноземом субстратов верхней континентальной коры. В тоже время успенские гранитоиды разных ассоциаций обладают своими характерными геохимическими признаками, а их различные изотопные характеристики позволяют предположить различный источник и условия образования гранитоидных расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Изох Э.П.** Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965. 136 с.
2. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России** / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.
3. **Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А.** Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2011. В печати.
4. **Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др.** Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция и динамические условия формирования их структуры // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 5. С. 73-87.
5. **Шипулин Ф.К.** Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения // Труды ИГЭМ, 1957. Вып. 8. 282 с.
6. **Ханчук А.И., Крук Н.Н, Валуй Г.А. и др.** Успенский массив южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // ДАН, 2008. Т. 420. № 5. С. 664-668.
7. **Chappel B., White A.** Two contrasting types of granites // Pacific Geology, 1974. V. 8. N. 2. P. 173-174.

Особенности магматизма западной части Кавалеровского рудного района как отражение геодинамической эволюции Сихотэ-Алиня

Орехов А.А., Гоневчук В.Г.

Дальневосточный геологический институт, ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку 159, aa_orekhov@mail.ru

Кавалеровский рудный район (КРР) расположен в центральной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы, образовавшейся в результате взаимодействия между Азиатским континентом и Тихоокеанской плитой. Формирование его магматической и рудной ассоциаций происходило в интервале 130-40 млн. лет, охватывающем разные геодинамические (тектономагматические) этапы эволюции региона [4].

Авторами выполнено петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование магматических пород западной части КРР (рис. 1), которая примыкает к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Получены новые датировки, подтверждающие проявление ранне- и позднемелового магматизма в этой части района.

Основным объектом исследования является Березовско-Араратский монцонитоидный комплекс, объединяющий породы двух крупнейших в районе интрузивов – Березовского и Араратского, а также группа мелких интрузивных тел, локализованных на незначительном удалении от южной границы Араратского массива, которая далее именуется «ареал Соболиный».

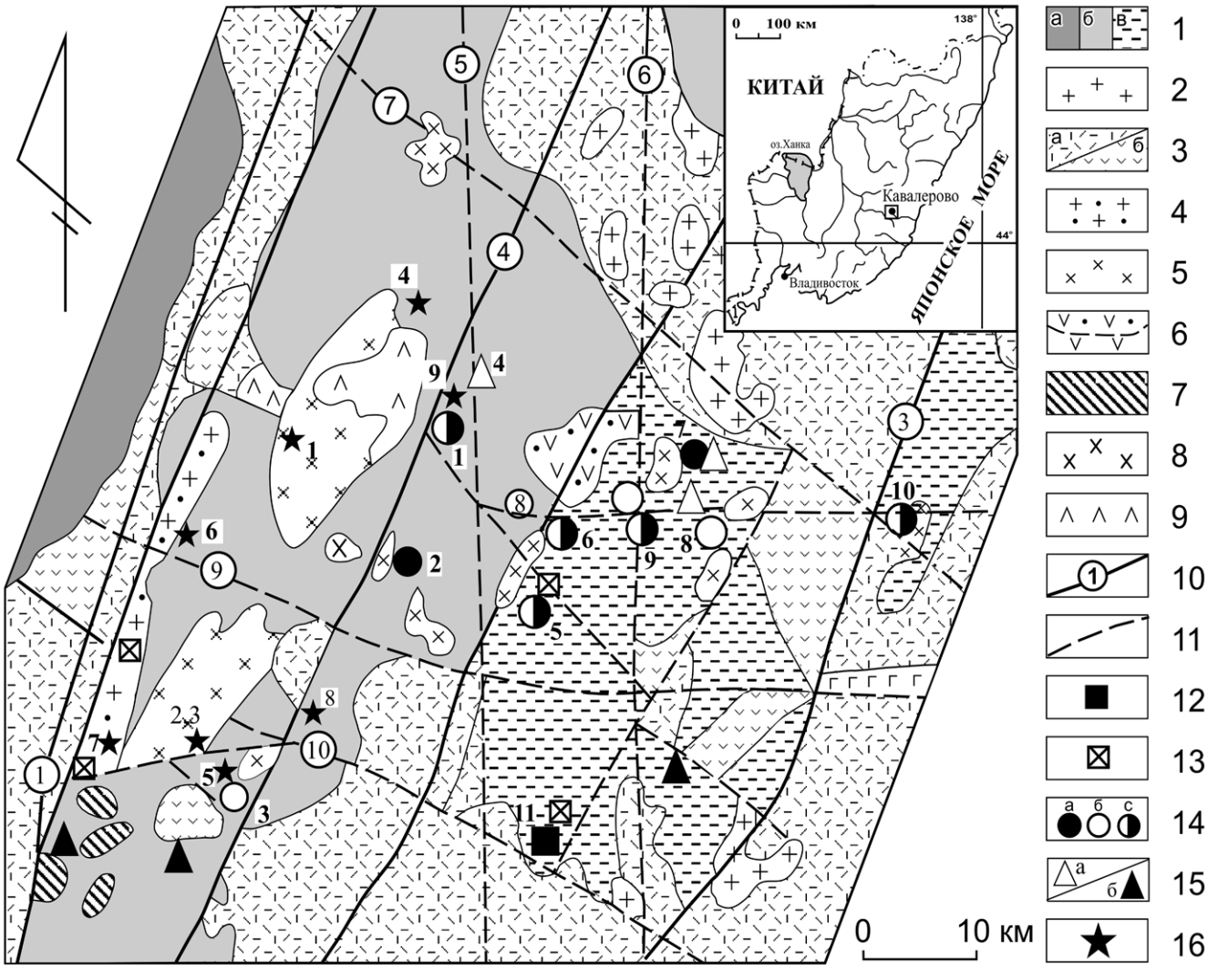

Рис. 1. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского района.
1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры Якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а) андезито-дациты (б) и их туфы (богопольские, дорофеевские, сияновские), 4 – граниты и лейкограниты Шумнинского комплекса; 5-6 – Угловской комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация, в т.ч. Угловской ВТС – с точкой; 7 – интрузивные массивы «золотоносной» ассоциации; 8-9 – трахиандезит-монцонитовый (Березовско-Араратский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – глубинные разломы: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Фурмановский, 3 – Суворовский, 4 – Березовский), 11 – прочие разломы 5 – Ивановский, 6 – Хрустальный, 7 – Дорожный, 8 – Силинский, 9 – Зеркальный, 10 – Павловский); 12-15 – типы оловянной минерализации (месторождения, рудопроявления): 12 – скарны, 13 – касситерит-кварцевая формация (преимущественно грейзены), 14 – касситерит-силикатная формация турмалиновый (а), хлоритовый (б), турмалин-хлоритовый (с) типы, 15 – касситерит-сульфидная формация: а – арсенопирит-пирротин-сфалерит-галенитовый (колчеданный) тип, б – сфалерит-галенитовый тип, в т.ч. месторождения: 1 – Арсеньевское, 3 – Искра, 5 – Дубровское; 16 – места отбора проб для изотопно-геохронологического исследования и их номера.

С учетом K-Ar возраста березовских монцонитов (105 млн. лет) и граносиенитов (100-90 млн. лет), определенного по валовым пробам этих пород в лаборатории ИГЕМ РАН [2], а также данных о возрасте латитов – трахидезитов (116-114 млн. лет), интрудированных монцонитами Березовского массива [1], наиболее вероятный возраст комплекса может оцениваться в интервале 115-95 млн. лет. Датировки пород Араратского и Березовского массива фиксируют возраст субщелочных габбро-диоритов (ранняя интрузивная фаза) 105±2 млн. лет, кварцевых монцо-

нитов (поздняя фаза) – 98.3±2 млн. лет и очень редко встречающихся измененных (мусковит, турмалин, хлорит) гранитов (апогранитов), слагающих неопределенной формы мелкие тела – 78±3 млн. лет. Для Березовско-Араратского магматического комплекса характерна (слабо проявленная), полиметалльно (колчеданно) – оловянная металлогеническая специализация.

Близкие к названым по возрасту (105-95 млн. лет; K-Ar по биотиту) и составу интрузивные породы незначительных по размерам тел Соболиного ареала, рассматриваются как вероятный фациальный аналог пород Араратского массива, в составе единого комплекса; металлогеническая специализация медно-золотая с молибденом и вольфрамом.

Гранит-лейкогранитная ассоциация Антоновского интрузива (мелкозернистые лейкократовые разности) рассматривается в составе Шумнинского интрузивного комплекса КРР [1], вытянутого вдоль зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Возраст наиболее распространенных в ней лейкократовых с биотитом гранитов 60-65 млн. лет (K-Ar по биотиту и породе); металлогеническая специализация оловянно-редкометалльная. Эти граниты по многим параметрам близки гранитам, обнаруженным на глубоких горизонтах месторождения Дубровского в центральной части КРР [3]. Среднезернистые граниты (76.0±1.5 млн. лет, K-Ar по биотиту) доминируют в северной части интрузива, которая, условно, выделяется в качестве Шумнинского массива. Геологические соотношения этих разностей, подтвержденные результатами изотопно-геохронологического исследования, позволяют предполагать их фазами одного магматического комплекса.

Химический состав проб исследованных пород показывает их неоднородность, что вполне закономерно с учетом положения в районе интрузивных тел, которые эти пробы представляют. Кроме того, исследованные породы, в соответствии с определенным возрастом, могут фиксировать в модели геологического развития Сихотэ-Алиня разные геодинамические режимы, что, несомненно, предопределяет особенности их генезиса и геохимии.

Состав пород Березовско-Араратского комплекса, время проявления (ранний мел) эффузивной и главных интрузивных фаз, характеризуют его в общей схеме геодинамической эволюции Сихотэ-Алиня как продукт магматизма континентальных окраин трансформного типа. Появление в его составе гранитоидов (монцогранитов) позднемелового возраста, вероятнее всего, связано с активизацией остаточных магматических очагов.

Результаты исследования, по нашему мнению, не только подтверждают проявление магматизма в западной части КРР в мел – палеоценовое время, но и позволяют говорить о двух стадиях (импульсах) тектоно-магматической активности позднемелового этапа: 76-80 и 65.0-67.5 млн. лет.

Первый – кампанский этап, представляют гранитоиды (монцогранитоиды) Березовско-Араратского комплекса и граниты главной фазы Шумнинского массива (76.0±1.5 млн. лет). Второй – маастрихтский этап, представляют лейкограниты Антоновского массива (65.0±2 млн. лет).

Выводы. Результаты исследований подтверждают, что в западной части КРР доминируют магматические образования двух геодинамических этапов: 1) раннемелового этапа трансформной окраины, представленного Березовско-Араратским монцонитоидным комплексом и мелкими интрузивными телами Соболиного ареала; 2) поздний мел – палеоценового этапа связанного со становлением субдукционного Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Разнообразие магматических пород в западной части КРР, примыкающей к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, вполне закономерно и связано с эволюцией разных по геодинамической природе очагов. Одной из важнейших особенностей является то, что их эволюция, начавшись в обстановке одного регионального геодинамического этапа, завершалась в отличавшейся по многим параметрам обстановке этапа последующего.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проекты № 11-III-B-08-191, 09-III-A-08-400).

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М., Лебедев В.А., Орехов А.А. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеанская геология, 2005. Т. 24. № 6. С. 77-87.

3. Орехов А.А., Гоневчук Г. А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.А. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района. (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 4. С. 79-91.

4. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН, 2003. № 6. С. 94-108.

Индикаторная роль NEB-адакитового магматизма в истории геодинамического развития островодужной системы Камчатки

Перепелов А.Б.[1], Чащин А.А.[2], Цыпукова С.С.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А
[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Актуальность исследований магнезиального андезитового, адакитового и ассоциирующего с ними обогащенного Nb базальтоидного вулканизма (NEB) определяется особыми геодинамическими условиями образования магм такого типа в зонах конвергенции литосферных плит и их обнаружением не только в современных островодужных и окраинно-континентальных обстановках, но и в строении древних метаморфических комплексов. Близость составов Mg-андезитов и адакитов современных обстановок к среднему составу континентальной коры и составам архейских тоналит-трондъемит-гранодиоритовых комплексов (ТТГ) приводит исследователей к выводу об аналогии процессов формирования магм такого типа и процессов образования древней континентальной коры. Общими чертами условий формирования магнезиальных андезитовых магм и считаются высокие значения теплового потока и плавление эклогитизированного вещества субдуцируемой океанической литосферы при взаимодействии с астеносферной мантией.

Начало изучения магнезиального андезитового вулканизма связано с обнаружением пород такого типа на Алеутской островной дуге (о. Адак) [4]. Позднее для магнезиальных андезитов было введено наименование «адакиты» [3]. За более чем 30-ти летний период исследований магнезиального андезитового и адакитового вулканизма его проявления установлены в большинстве структур Тихоокеанского подвижного пояса, связанных в своем развитии с обстановками конвергенции литосферных плит. Помимо Алеутской островной дуги, магматические комплексы, в составе которых присутствуют магнезиальные андезиты и адакиты, обнаружены в островодужных обстановках – Камчатка, Филиппины, Фиджи, Тонга, Соломоновы острова, Япония, и в структурах активных континентальных окраин – Мексика, Эквадор, Панама, Анды.

В зависимости от геодинамических условий проявлений магм такого типа на конвергентных границах литосферных плит, исследователями рассматриваются модели их происхождения в связи с погружением в зонах субдукции океанических хребтов и образованием астеносферных окон, пологой субдукцией и постепенным разогревом океанической литосферы, образованием «slab-window» на участках изгиба субдуцируемой плиты, деструкцией и погружением фрагментов океанической литосферы в зонах субдукции и на краю плит, образованием «slab portal» – участков прекращения субдукционных процессов в результате сдвиговых дислокаций и подъема астеносферной мантии, с особыми параметрами геометрии схождения литосферных плит, а также с начальными этапами поддвига и взаимодействием фронта субдуцируемой плиты с горячим мантийным веществом, подобно моделям образования бонинитовых расплавов. В качестве источников Mg-андезитовых, адакитовых и NEB магм предполагаются – вещество эклогитизированной

океанической литосферы с гранат-, амфибол- и ильменит- содержащими минеральными парагенезисами, вещество астеносферной мантии, метасоматизированное вещество надсубдукционного мантийного клина, осадки субдуцируемой океанической плиты. Процессы, рассматриваемые в моделях образования примитивных андезитоидных и ассоциирующих с ними адакитовых и NEB магм, также многообразны. Это формирование и проявление первичных примитивных расплавов при плавлении эклогитизированной океанической литосферы, образование магнезиальных андезитов в результате взаимодействия первичных кислых магм и перидотитового вещества мантии, генерация адакитовых расплавов при контаминации магнезиальных магм веществом субдуцируемых осадков или метасоматизированным веществом надсубдукционного мантийного клина, участие вещества астеносферной мантии в процессах плавления океанической плиты, дифференциация гибридных магм.

В островодужной системе Камчатки развитие примитивного магнезиального андезитового и NEB вулканизма установлено на Корякском перешейке [5], и магнезиального андезитового в Северном сегменте ЦКД и структуре Алеутско-Камчатского сочленения [1, 6, 7]. Модели происхождения магнезиальных андезитов Камчатки, предложенные в этих работах, базируется, в основном, на положениях об образовании магм такого типа в связи с процессами плавления вещества эклогитизированной океанической литосферы под воздействием астеносферной мантии и в связи с деструкцией и погружением фрагментов плиты в ее краевой части. Проявления магнезиального андезитового вулканизма в Северном сегменте Камчатки связываются с особыми

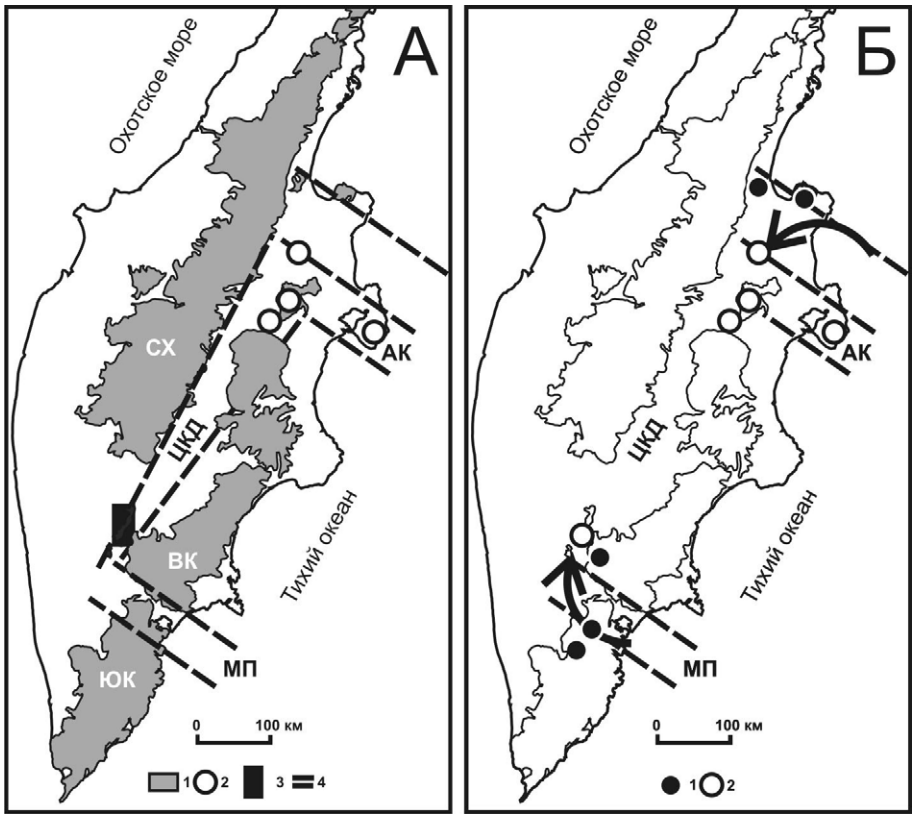

Рис. 1. Схемы локализации и модель геодинамической позиции NEB-адакитового и Mg# андезитового вулканизма Камчатки.

А. 1 – E_3-N_1 и N_2-Q вулканические пояса Камчатки; 2 – Mg-андезиты северной части ЦКД и зоны Алеутско-Камчатского сочленения (АК) (Portnyagin et al., 2007); 3 – район исследований южного фланга ЦКД; 4 – условные границы ЦКД, АК и Малко-Петропавловской поперечной разломной зоны (МП).

Б. Геодинамическая позиция NEB-адакитового и Mg# андезитового вулканизма Камчатки в модели деструкции литосферных плит в зонах поперечных трансформных дислокаций.

геодинамическими условиями его развития, с формированием структуры Алеутско-Камчатского сочленения. В представленных моделях отмечается возможность реализации процессов деструкции краевой части субдуцируемой океанической плиты (Алеутский «slab portal») под воздействием астеносферного апвеллинга, высокий тепловой поток в зоне сочленения, особенности геометрии схождения литосферных плит. Отмечается латеральная вещественная зональность магматизма с проявлением примитивных магнезиальных андезитовых магм на северном фланге ЦКД вблизи структуры сочленения и обогащенных Nb базальтоидных магм к северу от нее. При этом одним из положений моделей является вывод о невозможности формирования магм такого типа на Южной Камчатке, в условиях стандартных характеристик процессов субдукции океанической литосферы и пониженного теплового потока.

В ходе петролого-геохимических исследований позднекайнозойских вулканических комплексов островодужной системы Камчатки было проведено изучение экструзивно-лавового вулканического массива в междуречье рек Озерная Камчатка и Правая Камчатка на южном фланге Центральной Камчатской Депрессии. Вулканический массив локализован на участке сужения структуры ЦКД и относится к крупному ареалу базальтоидного вулканизма, проявленному в виде обширных лавовых плато. Это ареал протягивается на расстояние до 40 км от широты р. Юртиная до широты реки Кенсол в северо-восточном направлении вдоль западного ограничения депрессии и вблизи разломной зоны северо-восточного простирания. Проведенное инструментальное датирование базальтоидов и андезитов вулкана $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом указывает на их более ранний возраст в диапазоне 3.2-2.7 млн. лет (N_2^2, средний плиоцен). Исследования показали [2], что в строении вулканического массива участвуют магнезиальные андезито-базальты (Mg# AB) и андезиты (Mg# A), обогащенные Nb базальты и андезито-базальты (NEB, NEBA) и различные типы адакитов. Все породы NEB-адакитовой Mg# андезитовой ассоциаций отличаются высокой магнезиальностью (Mg# 59-70) и являются примитивными по химизму. Среди адакитов выделяются наиболее обогащенные LILE компонентами Amph-содержащие (Sr/Y = 79-84) и умеренно обогащенные Pl-Cpx разности пород (Sr/Y = 67-70). Полученные изотопные характеристики пород Mg#A-NEB-адакитовой ассоциации южного фланга ЦКД соответствуют полю значений IAB Камчатки и MORB по Sr и Nd ($^{86}Sr/^{87}Sr$ = 0.70319-0.70354; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.513038-0.513123). При этом они имеют низкорадиогенный состав Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.134-18.223; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.435-15.460; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37.724-37.827).

Обнаружение ареала развития магнезиального андезитового, адакитового и NEB вулканизма на южных флангах Центральной Камчатской Депрессии требует критического анализа или дополнений к ранее разработанным моделям происхождения примитивных андезитоидных магм островодужной системы Камчатки. Полученные петрологические и геодинамические доказательства проявлений примитивного андезитового вулканизма в Южном сегменте Камчатки свидетельствуют о возможной реализации особого сценария геодинамического развития островодужной системы Камчатки и указывают на роль в образовании магм такого типа поперечных разломных зон трансформного характера (Малко-Петропавловская структура).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 11-05-01009-а, 11-05-10008_к, Президиума СО РАН, ИП № 13.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е., Кэй Р.У., Аношин Г.Н., Агапова А.А., Гольцман Ю.В. Первая находка магнезиальных андезитов А(Адак)-типа на Камчатке // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 11. С. 1553-1564.

2. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И. NEB-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // Вулканизм и геодинамика. IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Материалы симпозиума. 22-27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 449-454.

3. 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.

4. Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1978. V. 4. P. 117-132.

5. Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochimica et Cosmochimica Acta., 1997. V. 61. P. 577-600.

6. Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma Generation at the Edge of the Pacific Plate // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. (Eds.: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J.). Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington D.C., 2007. V. 172. P. 199-239.

7. Yogodzinski G.M., Lees. J.M., Churikova T. G., Dorendorf F., Worner G., Volynets O.N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature, 2001. V. 409. N. 25. P. 500-504.

Геохронологические рубежи обстановки скольжения плит в кеткапско-юнской магматической провинции Алданского щита по данным изотопного датирования

Полин В.Ф.[1], Мицук В.В.[2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
[2]ЗАО «Зональное», г. Южно-Сахалинск, Россия

Значительность объемов субщелочных магматитов в континентальной коре Алданского щита делает их источники предметом полемики, касающейся проблем геодинамики, роста континентов и рециклинга корового вещества. Существующие модели мезозойского магматизма Алданского щита увязывают его проявления либо с субдукционными и коллизионными событиями при столкновении Восточно-Сибирской и Китайской плит, по другой версии, Амурского геоблока и Юго-западной части Сибирской платформы, либо с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа. Полученные нами в ходе предшествующих работ результаты петро- и геохимического изучения магматических пород позволили принять, в качестве рабочей для происхождения диоритоидно-гранитоидных и монцонитоидных расплавов, гипотезу парциального плавления пород нижней коры Алданского щита в ходе разных этапов единого тектоно-магматического цикла, связанного с существованием трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [2-5].

В междуречье Учур-Мая многофазные вулканоплутонические сооружения центрального типа, с различным сочетанием гипабиссальных, субвулканических и вулканических членов образуют протяженную на более чем 300 км дугообразную магматогенную структуру, представленную двумя зонами позднемезозойской тектоно-магматической активизации щита: Кеткапско-Юнской (ККЮМП) и Томптоканской магматическими провинциями. Большой интерес представляют вопросы хроностратиграфии, петрогеохимической и геодинамической типизации юрско-раннемелового трахиандезит-диорит-гранодиоритового учурского и монцонит – сиенитового кеткапского комплексов, проявленных в Кеткапско-Юнской магматической провинции, для оценки тектонической обстановки их формирования и особенностей петрогенезиса. Проблема имеет и немаловажное прикладное значение в связи с промышленной золотоносностью субщелочных кварцевых диоритов третьей фазы учурского комплекса.

Кеткапско-Юнская провинция в последние годы детально изучалась геолого-поисковым и петрологическим методами. Однако вопросы ее хроностратиграфии дебатируется на протяжении длительного времени и остаются открытыми; возрастные определения при этом до последнего времени производились на основании изотопного K-Ar датирования по валу (напр. [1]). Для лучшего понимания тектонической и магматической эволюции ККЮМП ныне требуется уточненная схема ее хроностратиграфии, и современные методы U-Pb датирования идеально подходят для решения данной задачи.

Наблюдаемое многообразие мезозойских изверженных пород Алданского щита объединя-

ется разными авторами в алданский, алданский и кеткапский, кеткапский и улаханский, облачный и алданский, алданский и джугджурский комплексы. Своим формированием они обязаны двум крупным циклам тектоно-магматической активности, подразделяемым на три [1], либо четыре – пять [2-3 и др.] фаз или этапов. В вопросе эволюции магматизма Кеткапско-Юнской провинции автор этого сообщения до недавних пор придерживался двуцикличной пятиэтапной схемы [2-5 и др.]. На основании детальных геологических наблюдений и немногочисленных данных калий-аргонового датирования, было предложено подразделение мезозойских магматитов на четыре комплекса: раннеюрско-раннемеловой трахиандезит-диорит-гранодиоритовый учурский, юрско-меловые: тефрит-фонолит-щелочнотрахитовый (со щелочными сиенитами) бокурский и фоидо-щелочно-сиенитовый дарьинский, меловой монцонит-сиенитовый кеткапский. Петролого-геохимическая характеристика их приведена в работах [2-5 и др.].

K-Ar архивные датировки для ККЮМП в целом варьируют от 188 до 83 млн. лет; что соответствует интервалу «ранняя юра – поздний мел». Ряд крайних значений (210, 211, 70 млн. лет) связан с разными причинами, что вызывает необходимость корректировки таких данных. В данном контексте представляются весьма интересными полученные нами новые результаты U-Pb и K-Ar датирования полиформационного магматизма ККЮМП. Образцы для исследований отобраны в пределах Улаханского, Юртового, Юнско-Даньского, Дюсь-Макитского и Усмуно-Дарьинского магматогенных поднятий ККЮМП.

В табл. 1 сведены геологические представления об эволюции магматизма ККЮМП, принятые в настоящее время, а также фондовые и литературные материалы по изотопной геохронологии пород ККЮМП, равно как и полученные автором «валовые» калий-аргоновые датировки пород и результаты SHRIMP-анализа цирконов в некоторых из них.

Размах калий-аргоновых датировок для 8 валовых проб субщелочных интрузивных пород отвечает раннему мелу (142±3 – 104±2.5 млн. лет), что значимо разнится от приводимых в материалах геолого-съемочных работ данных (табл. 1).

Таблица 1. Формационная принадлежность и эволюция субщелочного магматизма ККЮМП.

Серия		
кали-натриевая субщелочная		калиевая субщелочная
Формация		
трахиандезит-трахидацитовая	субщелочных диоритов-гранодиоритов	монцонит-сиенитовая
учурский		кеткапский
	четвертая фаза (K_1) (*138; *120±3 млн. лет) Мелкие штоки и лакколиты, изредка, дайки и маломощные силлы субщелочных гранитов и субщелочных гранодиоритов-кварцевых сиенитов **ПН-238-8618 (субщелочной гранодиорит) – **129±3 млн. лет** **ПН-239-8572 (субщелочной гранодиорит) – (***102±23) млн. лет (117,8; 123,4 – измеренные значения, среднее по ним: 120.4±4)**	**четвертая фаза** (K_1-K_2?) Дайки субщелочных гранитов, кварцевых сиенитов – – граносиентитов – субщелочных гранодиоритов, аляскитов (в кальдерах проседания и по их периферии; в местах пересечения систем глубинных разломов) **ПН-045-6105 (аляскит) – (***125.8±2.5) млн. лет** **ПН-131.574 (граносиенит) - **104±2.5 млн. лет**

Окончание таблицы 1.

	третья фаза (J_3-K_1) (*137;*138;*138;*130±20 млн. лет) Крупные лакколиты, мощные силлы, реже, небольшие штоки субщелочных кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов; маломощные силлы и редкие дайки пироксеновых трахиандезитов, феррогаббро, силлоподобные залежи и линзы габбро-диорит-пегматитов и габбро-пегматитов **ПН-238-8642 (субщелочной кварцевый диорит) – **142±3 (***120.1±5.5) млн. лет** **ПН-142-8126 (субщелочной кварцевый диорит) – **109±3 (***124.4±4) млн. лет**	**третья фаза** (K_1?) Дайки, штоки, воронковидные интрузии, реже, лакколиты и силлы субщелочных диоритов, кварцевых монцонитов и кварцевых монцонитов-сиенитов, редкие мелкие дайки бостонитов, ортофиров, минетт (по периферии кальдер проседания) **ПН-131.588-598Д (монцодиорит) – **121±2.5 (***123.6±1.6) млн. лет**
вторая фаза (J_2-J_3?) Короткие лавовые потоки и маломощные горизонты туфов трахидацитов; силлы и экструзивные купола, реже, дайки трахидацитов и трахириодацитов (по периферии кальдер проседания)	**вторая фаза** (J_2-J_3) (*155; *151±5 млн. лет) Мало- и умеренно-мощные силлы сиенит-порфиров – субщелочных гранодиорит-порфиров **ПН-9260-6 (субщелочной гранодиорит) – **126±2.5 млн. лет**	**вторая фаза** (K_1) (*100; *105; *108; *110 млн. лет) Маломощные короткие потоки и редкие туфовые покровы, иногда дайки дацитов и трахидацитов; изредка, дайки щелочных трахидацитов (в кальдерах проседания и по их периферии)
первая фаза (J_1-J_2?) Маломощные горизонты туфов, туфолав и лав андезитов и трахиандезитов (в кальдерах проседания); мелкие силлы и редкие дайки тех же пород	первая фаза (J_1-J_2) (*167; *172; *183; *188 млн. лет) Маломощные силлы субщелочных кварцевых и бескварцевых диоритовых порфиритов, редкие дайки и маломощные силлы спессартитов, вогезитов **ПН-133-1501 (субщелочной диоритовый порфирит)** – (***122±1) млн. лет	первая фаза (K_1?) Некки, маломощные силлы и дайки меласиенитов – субщелочных (бесфельдшпатоидных) эссекситов-шонкинитов **ПН-111.594/2 (эссексит-шонкинит субщелочной) – **128±2.5** **ПН-137-1580 (монцонит) – **134±3 млн. лет**

Примечание: * – значения K-Ar возраста по данным (Кичигин, 1973) и материалам геолого-съемочных работ; ** – K-Ar датировки возраста по авторским образцам; *** – данные U-Pb (SHRIMP-II)-датирования по цирконам (конкордантные величины датировок).

U-Pb датирование циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Предварительные наблюдения в катодолюминесцентном излучении показали, что большинство кристаллов циркона имеют обычную для магматитов осциллярную зональность. В четырех случаях получены датировки, статистически принадлежащие к единой совокупности или выборке. Для них рассчитаны скорректированные на ^{207}Pb средневзвешенные значения конкордантных дат или средневзвешенные $^{206}Pb/^{238}U$ индивидуальных дат, представляющих возраст кристаллизации пород. Полученные значения уран-свинцового возраста диоритоидов учурского комплекса варьируют от 124.4 до 120.1 млн. лет; для кеткапских монцонитоидов колебания имеющихся уран-свинцовых датировок попадают в интервал 125.8 – 123.6 млн. лет (табл. 1).

Сопоставление результатов валовых калий – аргоновых и уран-свинцовых (SHRIMP) датировок по одной и той же пробе выявило необычную особенность: превышение, в ряде случаев, датировок, полученных калий-аргоновым методом, над уран-свинцовыми датировками по цирконам. Подобное явление может объясняться либо привносом радиогенного аргона, либо выносом калия. Резкое несовпадение архивных данных с полученными нами может иметь вероятной причиной и присутствие среди пород учурского комплекса более древних разновидностей, чем проанализированные SHRIMP-методом на настоящее время.

В двух пробах учурских пород (диорит и гранодиорит) и одной – кеткапской (аляскит) присутствует значительное количество детритовых цирконов, принадлежащих, вероятно, веществу протолита. Вариации датировок для цирконов из протолита колеблются от 200 млн. до 2 млрд. лет, что согласуется с главными возрастными этапами магматизма в пределах Алданского щита.

Выводы:

Главный вывод, вытекающий из анализа результатов SHRIMP-датирования, состоит в том, что длительность проявлений субщелочного магматизма в ККЮМП имеет лишь несколько млн. лет и укладывается в рамки аптского века, что значимо разнится с «валовыми» калий-аргоновыми датировками, полученными предшественниками. Этот временной отрезок фиксирует, вероятно, завершающую стадию обстановки взаимного скольжения литосферных плит: Сибирского кратона и Амурского геоблока.

Полученные результаты позволяют более обоснованно расчленить учурский и кеткапский комплексы на отдельные фазы и фации, отражающие определенные этапы в истории их формирования, и вносят существенный вклад в воссоздание детальной эволюционной последовательности субщелочного вулкано-плутонизма для выявления его точного места в общей схеме магматизма как ККЮМП, так и всей области мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Кичигин Л.Н.** // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 147-153.
2. **Полин В.Ф., Петраченко Е.Д.** // Материалы XI сессии Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 2001. Т. 1. С. 185-191.
3. **Полин В.Ф., Ханчук А.И., Цурикова Л.С., Дриль С.И., Сандимирова Г.П.** // ДАН, 2008. Т. 418. № 1. С. 74-80.
4. **Полин В.Ф., Ханчук А.И., Цурикова Л.С.** // Материалы XII сессии Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 2003. Т. 2. С. 103-107.
5. **Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С.** // ДАН, 2006. Т. 409. № 2. С. 241-247.

Геохимические особенности позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня как индикаторы смены геодинамического режима на рубеже мезозоя-кайнозоя

Попов В.К., Гребенников А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, vladpov@fegi.ru

На территории Восточного Сихотэ-Алиня основные вспышки кислого игнимбритового вулканизма происходили в позднем мелу (турон-кампан) и раннем палеогене (палеоцен-эоцен). Согласно устоявшимся представлениям (с позиции плитовой тектоники) на рубеже мезозоя-кайнозоя произошло изменение вектора движения Тихоокеанской плиты и, как следствие, – геодинамических обстановок проявления магматизма региона от надсубдукционной в позднемеловое время к трансформной континентальной окраине в раннем палеогене [1, 4]. В настоящее время геотектонические обстановки трансформных континентальных окраин предложено выделять как обстановки зоны скольжения литосферных плит окраинноконтинентального типа [5]. Ранее нами рассматривались некоторые геохимические аспекты кислого вулканизма данных периодов [2, 3].

В данном сообщении, на основе полученных авторами новых результатов изотопно-геохимического изучения позднемеловых и палеогеновых игнимбритов Восточного Сихотэ-Алиня, рассмотрены их геохимические особенности как индикаторы смены геодинамического режима региона на рубеже мезозоя-кайнозоя.

В турон-кампанское время (90-75 млн. л.н.) в пределах Восточного Сихотэ-Алиня произошли ареальные большеобъемные извержения кислых магм, сформировашие мощный покров платоигнимбритов приморской серии в составе надсубдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Приморская серия сложена кристаллотуфами и кристаллоигнимбритами риодацитового и риолитового состава. Формирование полей платоигнимбритов связывается с ареальными извержениями из малоглубинных очагов гранитоидной магмы. Их отличительной особенностью является высокое содержание (40-60%) кристаллокластов кварца и плагиоклаза размером до 1 см. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Акцессорные минералы в основном представлены магнетитом, апатитом, реже цирконом и ортитом. Плутоническими аналогами платоигнимбритов являются гранитоиды приморской серии, вскрытые в наиболее эродированных вулканических центрах. По химическому составу кислые эффузивы относятся к известково-щелочной серии. Породы характеризуются кислым и умеренно кислым составом (SiO_2 = 64-75 масс. %), повышенной глиноземистостью, нормальной и повышенной щелочностью. На графиках концентрации элементов, нормированных к среднему составу верхней коры, характер их распределения соответствует магматическим породам окраинно-континентального типа с минимумами по ниобию, стронцию, цирконию, титану и максимумами по калию, торию, лантану, церию [2]. На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса для гранитных пород точки составов игнимбритов приморского комплекса располагаются в полях гранитов островодужного и орогенного типов. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьирует от 0.70780 до 0.71016 (Попов, неопубликованные данные).

В палеоцене-раннем эоцене (65-45 млн. л.н.) ареалы развития кислого игнимбритового вулканизма приурочены к локальным рифтогенным структурам субширотной и северо-западной ориентировки, наложенным на разнородные орогенные структуры Сихотэ-Алинской складчатой области, включая поля эффузивов позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулканические извержения флюидонасыщенных кислых магм привели к образованию гиалоигнимбритов, спекшихся туфов, вулканических стекол и флюидальных риолитов (последние часто в форме экструзивных куполов) богопольского вулканического комплекса, заполнивших тектонические просадки и кальдеры. Субвулканическими аналогами игнимбритов богопольского комплекса являются граниты и гранит-порфиры вскрытых близповерхностных магматических очагов. Эффузивные фации характеризуются широким набором минералов-вкрапленников, представленных кварцем, санидином, плагиоклазом, высокожелезистыми оливином (Fa_{89-99}), авгитом (Cpx_{95-99}), гиперстеном (Opx_{71-75}), роговой обманкой (Hb_{70-80}), биотитом (Bi_{70-88}) и ильменитом. Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, муассанитом, и редкими «шариками» самородного железа и когенита [6]. Магматические породы богопольского комплекса относятся к известково-щелочной серии с высоким содержанием кремнекислоты (SiO_2 = 70-78 масс. %), с дифференцированым распределением калия и натрия. Это отражается в широких вариациях микроэлементного состава пород. В целом, вулканиты обогащены крупноионными литофильными элементами и Zr с дифференцированным распределением Ba и Sr. Относительно среднего состава континентальной коры для них характерно повышенное содержание элементов редкоземельной группы. Значения первичных изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гиалоигнимбритах варьируют от 0.70659 до 0.70810.

Сравнительный анализ состава позднемеловых и палеогеновых игнимбритов выявил следующие отличительные особенности этих комплексов. Кристаллонасыщенные туфы и игнимбриты приморской серии относятся к высокоглиноземистому типу пород (al' > 1) и характеризуются

повышенными содержаниями магния, марганца, титана, суммарного железа, кальция, а спекшиеся туфы и гиалоигнимбриты богопольского комплекса – умеренно- и высокоглиноземистым составом с более высокими концентрациями кремнезема и щелочей.

На графике K+Na – Mg+Ca отчетливо проявлены отличия в катионном составе в составе познемеловых и палеогеновых игнимбритов (рис. 1). Такое распределение термофильных и щелочных элементов отражает степень кристаллонасыщенности эффузивных пород.

Кристаллоигнимбриты и туфы приморской серии относятся к магнезиальным (magnesian), реже железистым (ferroan), известковым и известково-щелочным образования, а гиалоигнимбриты и спекшиеся туфы богопольского комплекса – железистым (ferroan), известково-щелочным и щелочно-известковым типами магматических пород (рис. 2).

На многокомпонентных диаграммах (спайдердиаграммах), нормализованных к составу нижней континентальной коры (по Weaver, Tarney, 1984), оба типа игнимбритов имеют сходный характер распределения элементов, с повышенным содержанием Rb, Th, U, K и элементов редкоземельной группы. Избирательное распределение в породах высокозарядных и редкоземельных элементов обусловлено составом акцессорных минералов – циркона и апатита в кристаллоигнимбритах и туфах приморской серии, ортита и монацита в породах богопольского комплекса. Кроме того, вулканиты приморской серии характеризуются более высокими концентрациями щелочноземельных элементов (Ca, Sr, Ba и Mg), а богопольского комплекса – щелочных металлов (K, Na, Rb, Cs). Вместе с тем, гиалоигнимбриты и экструзивные перлиты завершающих этапов развития богопольского комплекса отличаются минимальными содержаниями Sr, Ba и Eu.

На дискриминантных геохимических диаграммах Пирса, Харриса и модифицированной диаграмме С.Д. Великославинского точки состава вулканических пород приморского комплекса попадают в поля гранитов вулканических дуг и коллизионных гранитов, а фигуративные точки состава богопольских эффузивов занимают переходное положение между полями островодужных и внутриплитных гранитоидов.

Согласно классификационным диаграммам A. Miyashiro и B.R. Frost, позднемеловые кристаллоигнимбриты относятся к S-типу гранитов, образование которых может быть связано с парциальным плавлением метаосадочных пород. Точки состава гиалоигнимбритов богопольского комплекса располагаются в области совмещения полей гранитов S-, A- и I-типа, а на диаграмме A/(C+N+K) – (N+K)/A они образуют эволюционный тренд от S-типа (для вулканитов началь-

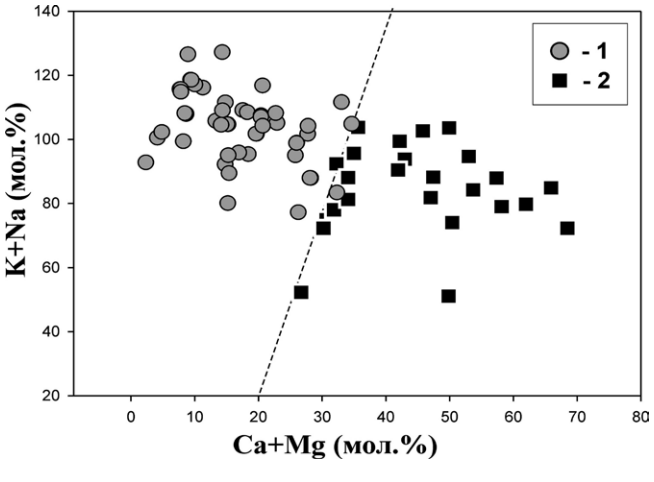

Рис. 1. Диаграмма Na+K – Ca+Mg, мол. %, по (Максимов, Гребенников, 2007). Прерывистая линия проведена условно. 1 – вулканические стекла, гиалоигнимбриты и спекшиеся туфы богопольского комплекса; 2 – кристаллоигнимбриты и туфы приморской серии.

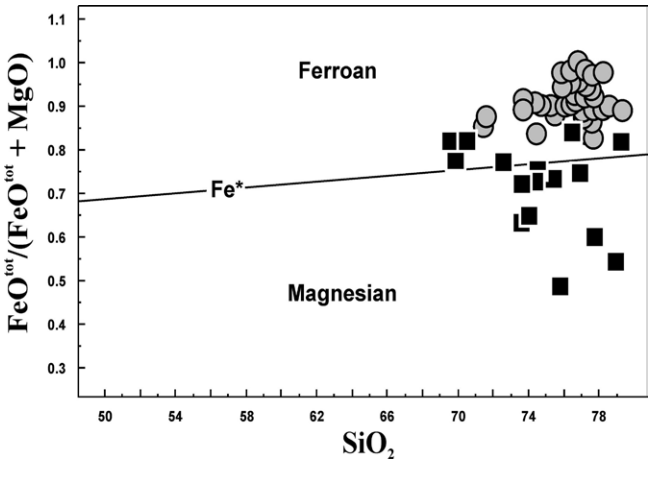

Рис. 2. Диаграмма $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ – SiO_2 (вес. %), по [7]. Сплошная линия показывает границу между железистыми (ferroan) и магнезиальными (magnesian) типами гранитоидов. Условные обозначения приведены на рис. 1.

ного этапа) до А-типа (заключительные фазы игнимбритовых извержений) (рис. 3). Составы биотитов из вулканитов богопольского комплекса также свидетельствуют о принадлежности этих пород к А-типу гранитных магм.

Таким образом, анализ вещественного и изотопно-геохимического состава туфов и кристаллоигнибритов приморской серии свидетельствует об их принадлежности к высокоглиноземистым гранитам S-типа. Их образование возможно в окислительной обстановке с участием водных флюидов, характерных для вулканизма надсубдукционного геодинамического режима. Для палеогенового игнимбритового вулканизма установлена эволюционная направленность, выраженная в последовательной смене состава источников гранитных магм от высокоглиноземистых (S-типа) к щелочно-известковым магмам А-типа. Формирование последних возможно при участии восстановленных (существенно водородных) флюидов [6], источником которых в процессе образования кислых коровых магм является обогащенное вещество астеносферы. Эти признаки свойственны для мантийного и корового магматизма зон растяжения, связанного с окраинноконтинентальным режимом скольжения литосферных плит [5].

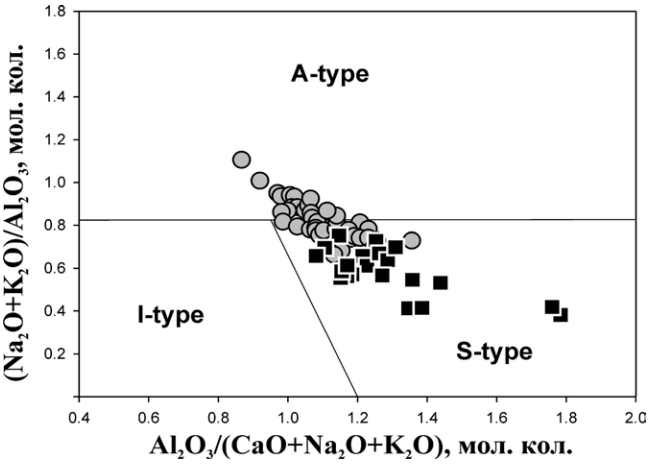

Рис. 3. Диаграмма A/(C+N+K) – (N+K)/A, по (Maeda, 1990). Условные обозначения приведены на рис. 1.

В заключении отметим, что установленные геохимические особенности позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня являются индикаторами смены геодинамического режима активной континентальной окраины Азии на рубеже мезозоя-кайнозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-A-08-407 и № 09-III-A-08-401.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 С.

2. Попов В.К., Симаненко В.П., Сахно В.Г. Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс (поздний сеноман-маастрихт) // В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 273-281.

3. Попов В.К., Гребенников А.В. Хасано-Амурский ареал (палеоцен-миоцен). Кислый вулканизм // В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук / Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 354-361.

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

5. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 22-27 сентября 2009 года. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 32-37.

6. Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2006. V. 101. N. 2. P. 69-88.

7. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology, 2001. V. 42. N. 11. P. 2033-2048.

Состав и строение литосферной мантии Дальнего Востока России по данным изучения глубинных ксенолитов

Приходько В.С., Петухова Л.Л.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, vladimir@itig.as.khb.ru

Ксенолиты шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских щелочных базальтоидов ДВ России (вулканические постройки на юго-восточном фланге Северо-Азиатского кратона*, на Ханкайском микроконтиненте**, Сихотэ-Алинской орогенной системе*** и Восточно-Сихотэ-Алинском вулкано-плутоническом поясе****) характеризуют литосферную мантию тектонических структур региона. Изучение представительных выборок мантийных ксенолитов из десяти вулканических построек (Токинские*, Свиягинские** и Медвежий**, Алчанский***, Анюйский***, Бархатный***, Болоньский*** и Иннокентьевский***, Коппинский****) показало определенные различия в составе литосферной мантии названных структур.

Среди изученных глубинных ксенолитов преобладают разнообразные шпинелевые перидотиты, характеризующийся устойчивой минеральной ассоциацией оливин+ ромбический пироксен + + моноклинный пироксен + хромшпинель. В основном это лерцолиты, оливиновые вебстериты и гарцбургиты. Границы ксенолитов обычно резкие. Большая часть изученных ксенолитов характеризуются равномернозернистым строением с однородным распределением минералов в образце. В ряде случаев обнаруживаются порфиробласты оливина или ромбического пироксена, создавая предпочтительную ориентировку в породе. Обычными для этих пород являются остаточные деформационные микроструктуры в минералах. В пределах отдельных вулканических построек ксенолиты характеризуются широким спектром модальных составов (от бедных клинопироксеном пород до существенно богатых). Полученные химические анализы представительных выборок пород (от 15 до 35 образцов) позволили построить петрохимические структуры ассоциаций ксенолитов шпинелевых перидотитов (лерцолиты и гарцбургиты) для всех изученных построек. На основе этой базы данных проводился сравнительный анализ вещественного состава ксенолитов шпинелевых перидотитов с целью оценки степени вертикальной и горизонтальной гетерогенности глубинного вещества в пределах континентального блока литосферы Дальнего Востока.

Отличительной петрохимической особенностью изученных выборок мантийных ксенолитов в пределах каждой из построек являются наличие пород с высокими и низкими содержаниями MgO, CaO, Al_2O_3 и других компонентов. Линейный характер зависимостей между содержаниями петрогенных элементов в ксенолитах шпинелевых перидотитов (отрицательные корреляции содержания MgO с содержаниями FeO, Al_2O_3, CaO и других «базальтоидных» элементов) предполагает их реститовую природу в рамках модели частичного плавления. При отделении от «первоначального» вещества мантии магматических жидкостей возникали в различной степени истощенные перидотиты. Состав комплементарных членов (выплавок и реститов) контролировался химизмом мантийного вещества, степенью его плавления и коэффициентами распределения элементов между жидкой и твердыми фазами.

На диаграмму в координатах MgO–Al_2O_3 нанесены фигуративные точки ксенолитов из вулканических построек (рис. 1). Большая часть ксенолитов из Токинских базальтоидов являются высокомагнезиальными перидотитами с низкими содержаниями легкоплавких компонентов, т.е. литосферная мантия под юго-восточным флангом кратона сложена в целом деплетированными разностями. Степень частичного плавления исходного мантийного вещества доходила до 40% [1]. Ксенолиты из вулканитов Ханкайского массива неоднородны по составу и сложены менее истощенными ультрамафитами. Низкоглиноземистые разности из вулканитов Медвежьего вулкана являются продуктами достаточно высоких степеней частичного плавления (более 20%) исходного субстрата. Составы мантийных ксенолитов из вулканических построек Сихотэ-Алинской системы можно

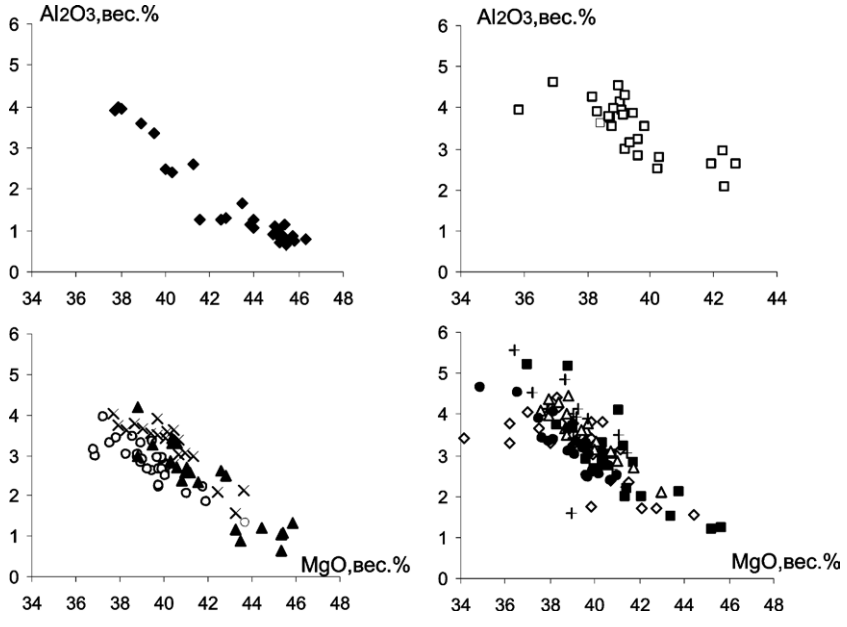

Рис. 1. Соотношения MgO и Al_2O_3 в ксенолитах шпинелевых перидотитов из построек:
1 – Токинские, 2 – Коппинская, 3 – Свиягинская-1, 4 – Медвежья, 5 – Свиягинская-2, 6 – Иннокентьевск, 7 – Болоньская, 8 – Бархатная, 9 – Алчанская, 10 – Анюйские постройки.

условно подразделить на три группы: из Болоньского и Иннокентьевского, из Алчанского и Бархатного и, из Анюйского. В составе глубинных пород первой группы присутствуют высокомагнезиальные разности, что сближает их с ксенолитами, представляющих литосферную мантию Ханкайского кратонного террейна. Глубинные породы второй группы являются менее истощенными, их объединяет близость составов. Средний состав ксенолитов Анюйской постройки характеризуются повышенными значениями содержаний CaO и Al_2O_3, и пониженными – MgO по отношению к остальным выборкам глубинных пород. Петрохимическая структура ксенолитов Коппинского вулкана, представляющих литосферную мантию вулканического пояса, близка вещественным характеристикам ксенолитов из базальтоидов Алчанского и Бархатного вулканов.

Таким образом, изучение составов представительных выборок ксенолитов шпинелевых перидотитов, представляющих литосферную мантию различных тектонических структур ДВ России, показало, что в пределах этих структур существует определенный спектр составов мантийного вещества на уровне фации шпинелевых перидотитов. Степень деплетированности литосферной мантии последовательно возрастает от пояса, орогенной системы, кратонного террейна к краевым флангам кратона.

Изучены зависимости изменений химических составов минералов ксенолитов шпинелевых перидотитов от их магнезиальности (на примере глубинных пород из Алчанского и Свиягинского вулканов), которые выявили следующие особенности (рис. 2). Поведение оксидов в минералах ксенолитов Алчанской постройки (содержания Na_2O и Cr_2O_3 в клинопироксене и Cr_2O_3 в хромшпинели) находится в рамках модели частичного плавления, когда увеличение магнезиальности породы сопровождается уменьшением натрия в клинопироксене и возрастанием хрома в клинопироксене и шпинели. Иная картина установлена для минералов ксенолитов Свиягинской постройки, представляющих литосферную мантию кратонного террейна. Содержание оксидов сохраняется практически на одинаковом уровне вне зависимости от магнезиальности пород (рис. 2). Такой характер поведения элементов в минералах мог возникнуть в результате твердофазовых реакций при переходе гранатовых перидотитов в шпинелевые.

Отсутствие плагиоклазовых и гранатовых разностей среди изученных ксенолитов, с учетом геотермических градиентов и рассчитанных температур минеральных равновесий (850-1100° С), свидетельствует, что мантийные породы извлекались щелочнобазальтовыми расплавами с глубин 40-60 км. Показано, что на этом интервале литосферная мантия дифференцирована как по вертикали, так и по латерали. Эти неоднородности фиксируются в представленном спектре

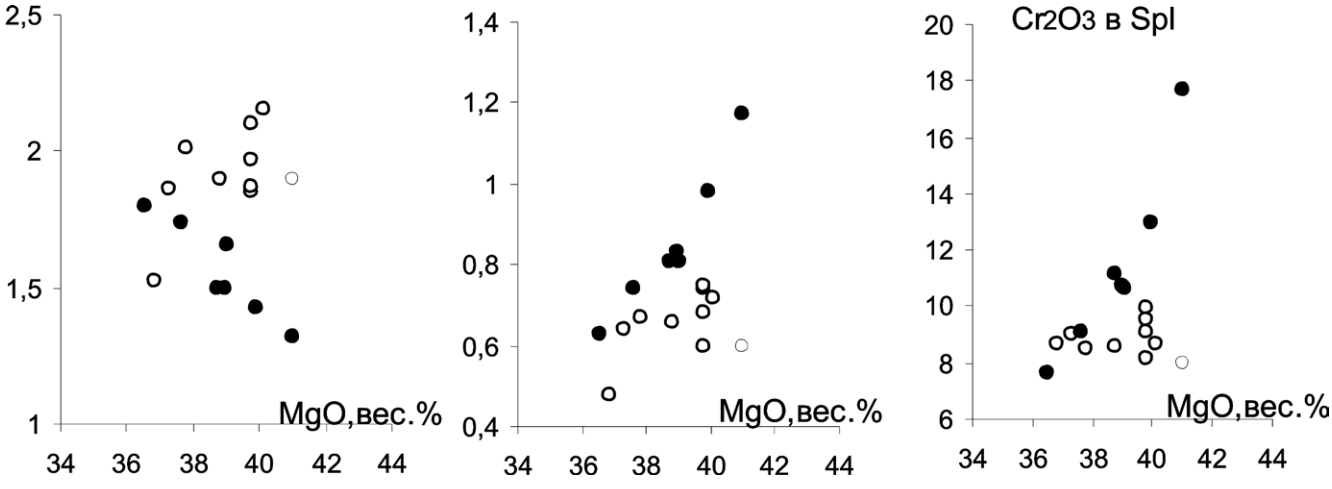

Рис. 2. Зависимость содержаний Na_2O и Cr_2O_3 в клинопироксене и Cr_2O_3 в хромшпинели от магнезиальности пород (условные обозначения на рис. 1).

различных типов пород шпинелевой фации глубинности. Предполагается, что они является результатами дифференциации первичного вещества мантии и последующими геодинамическими обстановками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dmitri A. Ionov, Vladimir S. Prikhodko, Jean-Louis Bodinier, Alexander V. Sobolev, Dominique Weis. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik. Contrib. Mineral Petrol (2005) 149; 647-665.

Типизация и возможные геодинамические условия образования полиметаморфических комплексов палеоконтинетальной области Урала

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

На Урале полиметаморфические образования распространены исключительно в областях развития докембрия. Однако вопрос об истинном возрасте этих пород остается предметом дискуссий. Для некоторых из них по структурно-петрологическим и радиохронологическим данным обосновывается принадлежность к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса. Наиболее надежно обоснован раннедокембрийский возраст пород для полиметаморфических комплексов Западной (палеоконтинентальной) области Урала. В последние годы установлен дорифейский возраст микулкинского комплекса, расположенного в северо-западной части Тимано-Канинской гряды [4].

Среди полиметаморфических комплексов Урала (и Тимано-Канинской гряды) мы выделяем следующие основные разновидности: гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мигматитовые, кристаллосланцевые, гранулито-метабазитовые, эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые [5]. Их пространственное положение показано на рисунке.

Наиболее древние датировки цирконов получены по породам тараташского гнейсо-гранулитового комплекса на Южном Урале. Они соответствуют интервалу 3.6-2.8 млрд. лет, чем определяется позднеархейский возраст субстрата. U-Pb датировки по малым навескам цирконов с выделением разновозрастных генераций этого минерала и по единичным зернам цирконов дают основание считать, что ранний этап метаморфизма гранулитовой фации проявился здесь

около 2.9 млрд. лет назад [3, 6 и др.]. Диафторез амфиболитовой фации и гранитизация проявились в интервале 2.1-1.7 млрд. лет назад.

В гнейсо-мигматитовых комплексах (александровском – на Южном Урале, няртинском и ханмейхойском комплексах на севере Урала), а также в париквасьшорском кристаллосланцевом комплексе Полярного Урала древнейшие возрастные определения варьируют в интервале 2.12-1.75 млрд. лет. Возрастной рубеж метаморфизма гранулитовой фации определяется цифрами около 2.1 млрд. лет [5].

На п-ве Канин по цирконам из пород микулкинского кристаллосланцевого комплекса получено три возрастных интервала: 1994-1764, 1372-1338 и 1260-1080 млн. лет [5], которые согласуются с возрастом постгранулитовых процессов метаморфизма в породах александровского комплекса.

Гранулит-метабазитовые комплексы давно рассматриваются нами как возможные возрастные аналоги гнейсо-гранулитовых комплексов, к которым на Урале относится уже упоминавшийся выше верхнеархейский гнейсо-гранулитовый тараташский комплекс. Недавно В.А. Душиным и его соавторами [2] опубликованы U-Pb (SHRIMP-II) возрастные датировки цирконов из метабазитов малыкского гранулит-метабазитового комплекса, свидетельствующие о проявлении в них ранних метаморфических событий в конце архея – около 2.7 млрд. лет назад.

Вопрос о возрасте и возможности сопоставления с докембрием древних платформ эклогитсодержащих толщ Урала остается проблематичным. Тем не менее, реальность проявления ультравысокобарического метаморфизма в раннем докембрии доказывается находками архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе Сфеноскандинавского щита. В геохронологическом отношении лучше изучен марункеуский комплекс Полярного Урала. Максимальные значения возраста пород этого комплекса, определенные путем K-Ar и Pb-Pb датирования минералов из эклогитов, составляют 1.70, 1. 56, 1.54 млрд. лет. В последние годы сопоставимые значения возраста эклогитов (1.68±0.07, 1.61±0.07, 1.54±0.15, 1.54±0.14 млрд. лет) были получены на основе Rb-Sr и Sm-Nd изохронных систем [1]. Кроме того, для циркона из этих же пород В.Л. Андреичевым получен конкордантный U-Pb возраст, равный 1.86 млрд лет. Эти данные дают основание считать, что, ультравысокобарический метаморфизм, который обычно связывается с субдукцией океанической коры, в пределах рассматриваемой территории проявился в раннедокембрийское время более, чем 1.70 млрд. лет назад (по-видимому, в интервале 1.9-2.1 млрд. лет назад, если возрастное значение, полученное для циркона и высокую вероятность комплементарного развития высокотемпературных умеренно- и высокобарических процессов).

Различия в вещественном составе, а также фациальных условиях и особенно типе метаморфизма пород позволяет выделить две группы полиметаморфических комплексов. Одна из них характеризуется преобладанием в разрезе пород кислого состава, преимущественно первичноосадочного происхождения и умереннобарическим типом метаморфизма. В составе другой группы существенная роль принадлежит первично-магматическим образованиям, преимущественно основного ряда, испытавшим высокобарический метаморфизм. В каждой из названных двух групп можно выделить вертикальные (возрастные) ряды полиметаморфических комплексов (таблица). Вертикальный (возрастной) ряд комплексов, первой из перечисленных групп, составляют (снизу-вверх): гнейсо-гранулитовые (тараташский комплекс) → гнейсо-мигматитовые (александровский, няртинский, ханмейхойский комплексы) → кристаллосланцевые (микулкинский, париквасьшорский, хараматалоуский комплексы). Второй вертикальный ряд составляют (снизу-вверх): гранулит-метабазитовые (малыкский и хордъюский комплексы) → эклогитогнейсовые (марункеуский комплекс) → эклогито-сланцевые (неркаюский и максютовский комплексы). Наряду с вертикальными рядами намечаются определенные латеральные соотношения между различными комплексами, свидетельствующими об их формировании в разных геодинамических обстановках (таблица). Из приведенных выше геохронологических данных можно сделать заключение, что различия в геодинамических обстановках формирования рассматриваемых

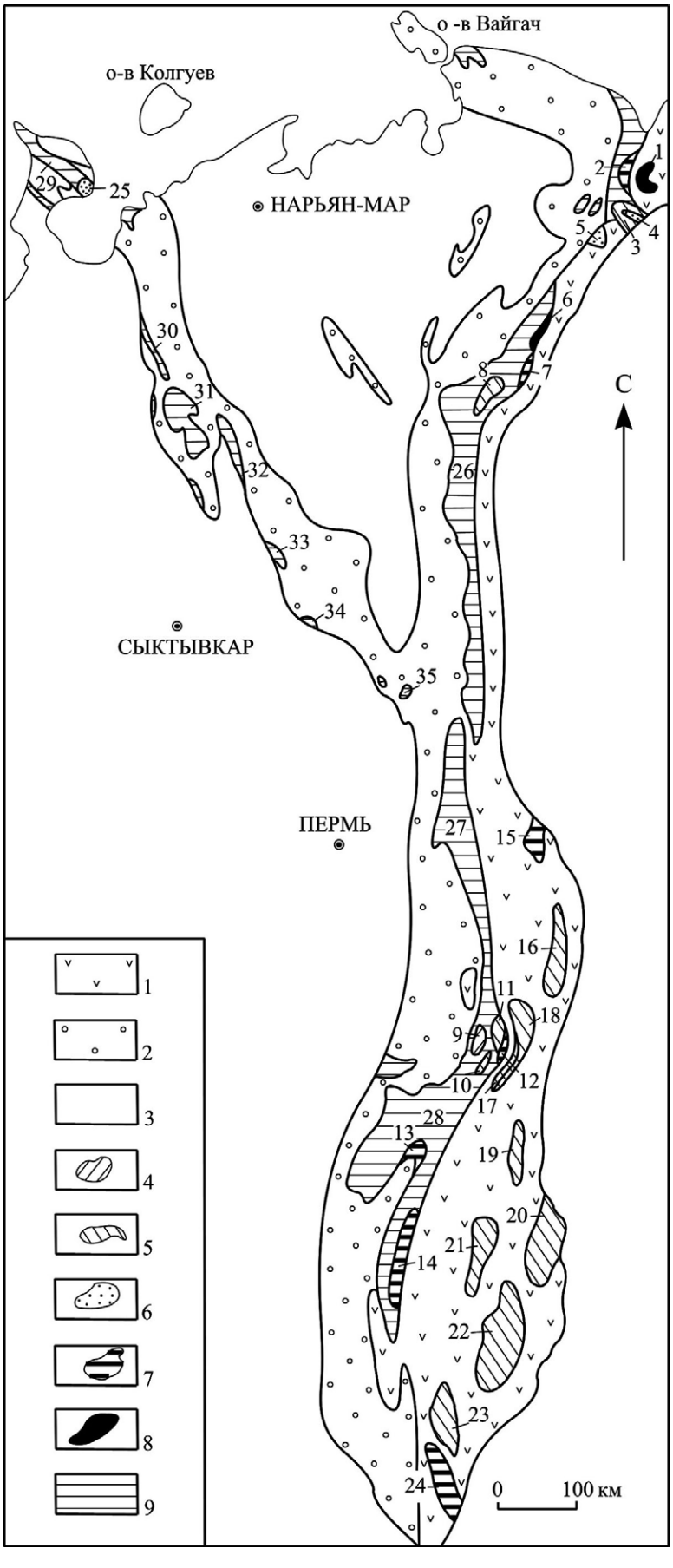

Рис. Схема размещения докембрийских комплексов Тимано-Уральского региона.
1-2 – палеозойские формации: 1 – палеоокеанические, 2 – палеоконтинентальные; 3 – осадочный чехол Европейской платформы; 4-8 – нижнедокембрийские (?) полиметаморфические комплексы: 4 – гнейсо-гранулитовые, 5 – гнейсо-мигматитовый, 6 – красталлосланцевые, 7 – эклогит-амфиболитгнейсовые и эклогит-сланцевые, 8 – гранулит-метабазитовые; 9 – верхнедокембрийские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм. Метаморфические комплексы: 1 – малыкский, 2 – марункеуский, 3 – ханмейхойский, 4 – париквасьшорский, 5 – хараматалоуский, 6 – хордъюский, 7 – неркаюский, 8 – няртинский, 9 – тараташский, 10 – александровский, 11 – уфалейский, 12 – восточно-уфалейский, 13 – белорецкий, 14 – максютовский, 15 – салдинский, 16 – мурзинско-адуйский, 17 – селянкинский, 18 – сысертско-ильменогорский, 19 – кочкарский, 20 – мариинский, 21 – адамовский, 22 – текельдытауский, 23 – кайрактинский, 24 – талдыкский, 25 – микулкинский. Основные области развития докембрия: 26 – Центрально-Уральская зона, 27 – Кваркушское поднятие, 28 – Башкирское поднятие, 29 – поднятие Канин Нос, 30 – Цылемский камень, 31 – Четласский камень, 32 – Вымская гряда, 33 – Обдырское поднятие, 34 – поднятие Джежимпарма, 35 – Полюдовское поднятие.

Таблица. Латеральные и вертикальные (возрастные) ряды полиметаморфических комплексов

Возраст	Комплексы	
PR_1	**Кристаллосланцевые комплексы** Метаморфизм эпидот-амфиболитовой и афиболитовой (низкотемпературные и умереннотемпературные субфации) фаций. Гранитизация проявлена слабо.	**Эклогито-сланцевые комплексы** Метаморфизм эклогитовой (низкотемпературные и умереннотемпературные субфации) и гранат-глаукофансланцевой субфаций.
$AR_2(?)$-PR_1	**Гнейсо-мигматитовые комплексы** Метаморфизм амфиболитовой фации умеренных давлений с реликтами гранулитовой фации. Гранитизация. Гранито-гнейсовые купола.	**Эклогито-гнейсовые комплексы** Метаморфизм эклогитовой фации. Ультравысокобарические субфации.
AR_{1-2}	**Гнейсо-гранулитовые комплексы** Метаморфизм гранулитовой фации умеренных и пониженных давлений.	**Гранулито-метабазитовые комплексы** Метаморфизм гранулитовой фации повышенных и высоких давлений.

структурно-вещественных комплексов существовали, начиная, по крайней мере, с позднего архея и в течение всего раннего протерозоя.

Установленные закономерности в составе и строении полиметаморфических комплексов палеоконтинетальной области Урала, их вертикальные и латеральные соотношения, а также данные о возрасте появления процессов выскотемпературного метаморфизма пород дают основание считать, что они являются фрагментами одного кратона (Европейского или точнее Волго-Уральской части Балтики).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-еохронологическим данным. Автореф. докт. дис. Екатеринбург, 2010. 46 с.

2. Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Стуктурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург, 2008. С. 27-29.

3. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовый архей Урала // ДАН, 2005. Т. 400. № 4. С. 510-514.

4. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176-194.

5. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Конанова Н.В., Потапов И.Л. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.

6. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Крамм У., Лепехина О.П. Изотопная геология древнейших образований Урала: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar-^{39}Ar систематика // Стуктурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург: ИГ иГ УрО РАН, 2008. С. 117-120.

Венд-раннекембрийский островодужный гранитоидный магматизм Алтае-Северосаянского вулканоплутонического пояса (Алтае-Саянская складчатая область)

Руднев С.Н.[1], Бабин Г.А.[2], Ковач В.П.[3], Киселева В.Ю.[1], Серов П.А.[4]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3, rudnev@uiggm.nsc.ru
[2]Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, г. Новосибирск, Красный проспект, 67, babin@sniiggims.ru
[3]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, v.kovach@mail.ru
[4]Геологический институт КНЦ РАН
184209, Мурманская область, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14, mozay@nm.ru

Алтае-Северосаянский островодужный вулканоплутонический пояс, протяженностью более 900 км, является одним из фрагментов раннекаледонской системы островодужных поясов, расположенных структурах Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии (рис. 1). В строении Алтае-Северосаянского островодужного пояса выделяются несколько ареалов развития интрузивного магматизма венд-раннекембрийского возраста, удаленные друг от друга приблизи-

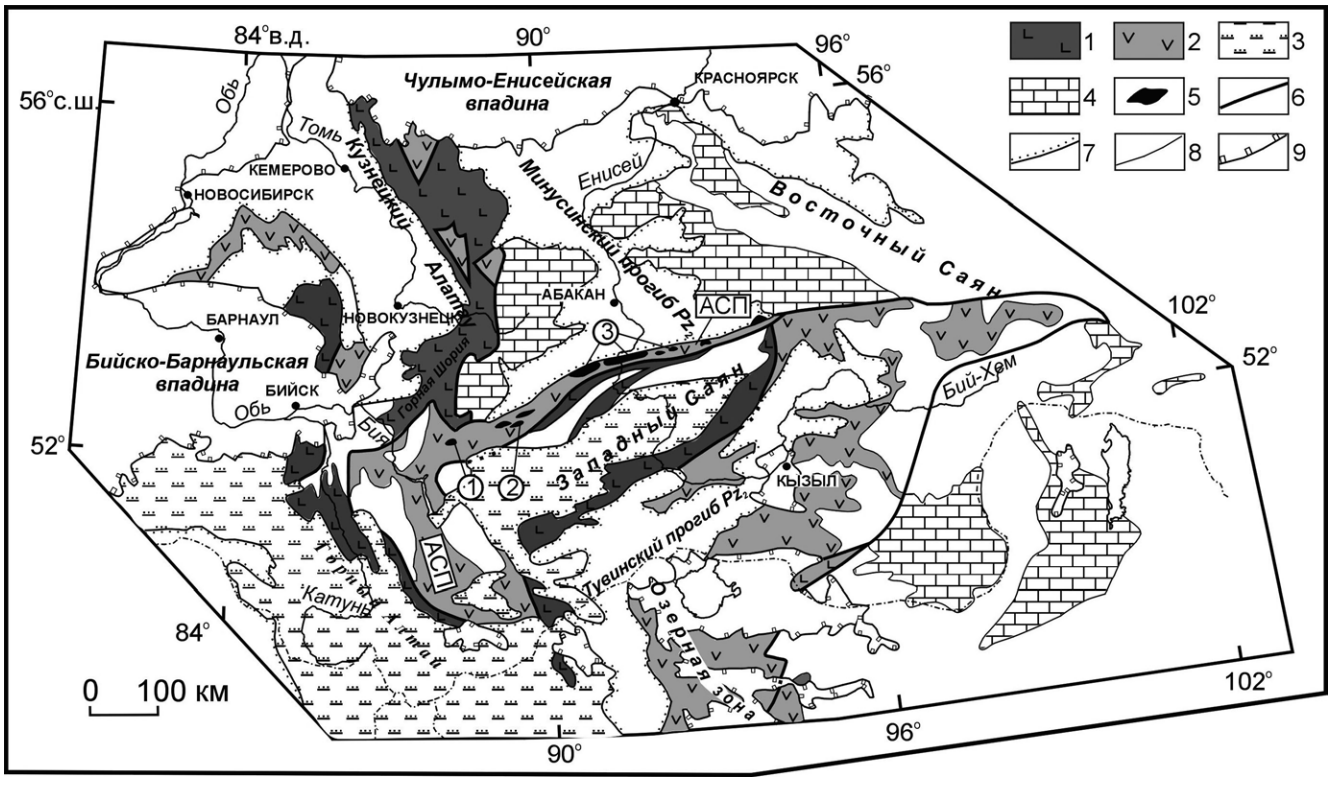

Рис. 1. Схема расположения венд-раннекембрийских вулканоплутонических поясов Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии.
1-2 – вулканоплутонические пояса (1 – с океаническими или окраинноморскими ассоциациями, 2 – с островодужными ассоциациями); 3-4 – венд-кембрийские палеобассейны (3 – турбидитный, 4 – терригенно-карбонатный); 5 – плагиогранитоидные массивы позднего венда – раннего кембрия; 6 – тектонические нарушения; 7-9 – границы (7 – палеобассейнов, ранне-, средне-, средне-позднепалеозойских прогибов, 8 – выходов структурно-вещественных комплексов, 9 – мезозойско-кайнозойских отложений). Цифрами даны номера массивов и их названия (1 – Кштинский, 2 – Тараскырский, 3 – массивы майнского комплекса). АСП – Алтае-Северосаянский вулканоплутонический пояс.

тельно на 100 км, отличающиеся вещественным составом и возрастом гранитоидов и вмещающих их вулканитов [4].

Целью данной работы является выяснение внутреннего строения, возраста, вещественного состава, изотопно-геохимических характеристик гранитоидов Кштинского и Тараскырского массивов и интрузий майнского комплекса, расположенные в различных секторах и ареалах Алтае-Северосаянского островодужного пояса и, на этой основе установить длительность и этапность проявления интрузивного магматизма, условия генерации исходных расплавов и источники.

Кштинский диорит-тоналит-плагиогранитный массив (~ 1 км^2) находится в северо-западной части Алтае-Северосаянского островодужного пояса (Садринский сектор, Горная Шория, рис. 1). Породы массива прорывают венд-раннекембрийские вулканиты каечакского базальтового комплекса N-MORB-типа, слагающие основание островодужной системы в этом секторе и островодужные базальты садринского комплекса. Возраст пород массива, по данным U-Pb датирования цирконов, составляет 545±4 млн. лет. По петрохимическому составу и геохимическим характеристикам они отвечают высокоглиноземистым плагиогранитоидам известково-щелочной серии и проявляют сходство с высококремнистыми адакитами [1, 6]. Такое сходство плагиогранитов массива с адакитами отражает формирование их расплавов при частичном плавлении гранатсодержащего амфиболита, по составу отвечающего N-MORB, в погружающейся зоне субдукции, при давлении более 15 кбар в равновесии с Hb+Cpx+Pl+Gar реститом [3, 7, 8]. Плагиогранитоиды характеризуются высокими значениями $\varepsilon_{Nd}(T) = +7.5$, позднерифейским модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 0.66$ млрд. лет и низкими первичными отношениями изотопов стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70419$. Nd- изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками свидетельствует о ведущей роли деплетированных ювенильных источников при генерации исходных расплавов плагиогранитоидов Кштинского массива с незначительной добавкой древнего корового материала.

Тараскырский плагиогранитный массив (30-40 км^2) расположен в 100 км восточнее от Кштинского массива (рис. 1). Вмещающими для них породами являются островодужные вулканиты нижнемонокской свиты (V-Є$_1$). Результаты U-Pb изотопных исследований плагиогранитов этого массива свидетельствуют о возрасте равном 545±3 млн. лет. По содержанию петрогенных и редких элементов они относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа известково-щелочной серии, формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов, расположенные в основании и/или низах островодужной системы при давлении 3-7 кбар в равновесии с Pl+Cpx+Opx реститом [5]. Плагиограниты характеризуются следующими значениями изотопных параметров: $\varepsilon_{Nd}(T) = +6.7$, $T_{Nd}(DM) = 0.76$ млрд. лет и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70533$. Изотопно-геохимические данные в совокупности геохимическими характеристиками гранитоидов также указывают на ведущую роль деплетированных ювенильных источников при генерации исходных расплавов, но с более высокой добавкой древнего корового материала.

Интрузивные образования майнского тоналит-плагиогранитного комплекса представлены в составе крупных плутонов (Енисейский, Табатский) и мелких массивов расположенные в центральной и восточной части в Алтае-Северосаянского пояса (рис. 1). Они прорывают венд-раннекембрийские островодужные вулканиты нижнемонокского базальт-плагиориолитового комплекса и перекрываются базальтами верхнемонокской свиты с галькой конгломератов майских плагиогранитов в ее основании. В качестве океанического основания островодужной системы в этом секторе служат базальты MORB-типа верхнекоярдской и куртушибинской свит. Возраст пород майнского комплекса составляет 524+2 млн. лет [2]. По геохимическим характеристикам они относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа. Первичные расплавы плагиогранитоидов майнского комплекса, согласно модельным расчетам, были сформированы за счет плавления метабазитовых субстратов, отвечавших по редкоэлементному составу толеитовым базальтам. Причем гранитообразование майнских плагиогранитоидов происходило в поле устойчивости безгранатовых реститовых парагенезисов, по аналогии с породами Тараскырского

массива. В отличие от последних, плагиограниты майнского комплекса характеризуются более низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(T) = +4.9$ и более древним Nd-модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 0.80$ млрд. лет, а первичное отношения изотопов стронция составляет $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70419$.

Выводы.

Островодужный гранитоидный магматизм в Алтае-Северосаянском вулканоплутоническом поясе наблюдается в интервале от 550 до 520 млн. лет. В этом возрастном диапазоне выделяется два рубежа гранитообразования. На раннем этапе (550-540 млн. лет) масштабы итрузивного магматизма не велики и проявились в формировании Кштинского диорит-тоналит-плагиогранитного массива и плагиогранитоидов тараскырского типа, в то время как на позднем этапе (525-520 млн. лет), отмечается резкое увеличение объемов гранитообразования, которое выразилось в становлении крупных плутонов майнского тоналит-плагиогранитного комплекса.

На всех этапах развития островодужного магматизма основное развитие получили плагиогранитоиды известково-щелочной серии. Последние по своим геохимическим характеристикам и условиям генерации расплавов подразделяются на плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типов. Высокоглиноземистые плагиограниты наблюдаются в составе Кштинского массива и по вещественному составу сопоставляются с адакитами. Они формировались за счет плавления базитового источника по составу отвечающего N-MORB в погружающейся зоне субдукции при давлении около 15 кбар. Низкоглиноземистые плагиограниты Тараскырского массива и майнского комплекса образовались в результате плавления базальтов расположенные в низах и/или основании островодужной системы при давлении 3-7 кбар.

Nd изотопные исследования показали, что при переходе от плагиогранитоидов раннего этапа к позднему, отмечается уменьшение значений εNd (+7.5…+4.9) и удревнение Nd-модельных возрастов $T_{Nd}DM$ (0.66-0.80 млрд. лет). Такой характер изменения изотопных параметров свидетельствует о прогрессирующем вкладе корового материала в область магмогенерации по мере омоложения пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-00474), Президиума СО РАН (ОНЗ № 10.2) и Совета при Президенте РФ (НШ-65458.2010.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.

2. Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 2. С. 170-187.

3. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000. № 7. С. 704-717.

4. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2000. 188 с.

5. Berd J.S., Lofgren G.E. Dehydratation melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // J. Petrol., 1991. V. 32. P. 365-401.

6. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // Lithos, 2005. V. 79. P. 1-24.

7. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // Precambrian Res., 1991. V. 51. P. 1-25.

8. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydratation melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol., 1995. V. 36. P. 891-931.

Геодинамические аспекты эволюции метаморфизма орогенных поясов

Русин А.И.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер.,7, rusin@igg.uran.ru

Метаморфизм является одним из индикаторных процессов, характеризующих термическое состояние и эволюцию литосферы в различных геодинамических обстановках. Реакция литосферы на развитие глубинных мантийных процессов в режимах рифтогенного растяжения и коллизионного сжатия не может быть одинаковой. Обоснование этого положения потребовало полного отказа от постулатов гипотезы орогенических циклов, и внесения существенных корректив в геодинамический цикл Уилсона, дополнив его всесторонним анализом событий, связанных с разрывом плит [2, 7]. Тектонические гипотезы, основанные на парадигме теплового сжатия Земли, не рассматривали возможность существования областей длительного литосферного растяжения, и главное внимание уделяли выделению орогенных событий, индикаторными признаками которых считались угловые несогласие, региональный метаморфизм и интрузии гранитных батолитов. Обнаружение хотя бы одного из этих признаков было достаточным для заключения о проявлении того или иного орогенического цикла (байкальского, каледонского и т.д.).

Тектоника плит ввела новое понимание орогенеза как следствия столкновения (коллизии) океанических и/или континентальных плит. Такая трактовка позволяла показать многообразие орогенных обстановок [3], конкретизировала возможности использования принципа актуализма при палеогеодинамических реконструкциях и вводила ограничения в устоявшиеся представления о соотношениях магматических, метаморфических и деформационных процессов в орогенных поясах. Были получены свидетельства того, что индикаторным для коллизионных орогенов является высоко- и сверхвысокобарический эклогитовый и глаукофансланцевый метаморфизм [3, 5], а формирование гранитных поясов сопряжено с высокоградиентным метаморфизмом умеренных и низких давлений [2]. Такая сопряженность наиболее выразительно проявлена в островных дугах и активных континентальных окраинах, являющихся поверхностным выражением надсубдукционных зон. На Урале определенно устанавливается связь поясов высокоградиентного метаморфизма с надсубдукционным раннекаменноугольным окраинно-континентальным тоналит-трондьемитовым магматизмом. Отчетливо выражена незакономерная смена зональных комплексов низких и умеренных давлений по простиранию метаморфических поясов, что вступает в противоречия с представлениями [3] о проявлении в надсубдукционных обстановках только низкобарического андалузитового метаморфизма, а также расчетными математическими моделями (A.B. Thompson, Ridley, 1987), обосновывающими возможность типизации орогенных поясов по барическим условиям регионального метаморфизма.

Во внутриконтинентальных орогенах, сформированных при коллизии типа континент – континент, развитие метаморфизма, как это было выразительно показано в расчетных моделях термальной эволюции орогенных поясов, имеет принципиальные отличия в сравнении с надсубдукционными зонами [5 и др.]. Столкновения континентов, исходя из данных о современных скоростях движения плит, является геологически практически мгновенным событием, при котором значимых метаморфических преобразований пород не происходит. Крупные надвиги и общее укорачивание коры нарушают ее термальную структуру, перестройка которой в условиях ограниченных флюидных теплопотоков, в связи с прекращением субдукции, не может быть скоротечной. Релаксация нарушенной термальной структуры земной коры, обеспечиваемая преимущественно кондуктивным теплопотоком, может продолжаться десятки миллионов лет. Подъем геоизотерм, контролируемый температурой в самых верхних горизонтах мантии и теплопроводностью коры, в конечном итоге обусловливает развитие метаморфических и ультраметаморфических процессов (палингенно-анатектического гранитообразования) в нижней коре, ее общий

прогрев и постколлизионное растяжение, фиксируемое региональными сдвигами и разломами с вязким продолжением на глубине. Распространенные представления о «главной фазе» регионального метаморфизма на Урале, связанной со складчатостью и массовым пермским гранитообразованием, оказались ошибочными. Специальное исследование мигматитов и контактовых зон гранитных плутонов позволило установить, что уровни пермского палингенно-анатектического гранитообразования в современном эрозионном срезе не вскрыты, а метаморфические породы, отмечаемые в экзоконтактовых ареолах гранитных интрузий, часто несут свидетельства формирования в надсубдукционных обстановках. В то же время, пожалуй, впервые в мировой практике, был исследован метаморфизм постколлизионных региональных сдвиговых зон, контролируемых комплексами гранитоидных бластомилонитов. Установлено, что минеральные парагенезисы рекристаллизованного матрикса гранитоидных бластомилонитов формировались при температурах 400-500° С и повышенных давлениях флюида (до 10-13 кбар), вполне сопоставимых с параметрами метаморфизма глаукофансланцевых комплексов. Выведение в верхнюю кору гранитоидных бластомилонитов, контролирующих региональные сдвиги, и эклогит-сланцево-гнейсовых комплексов, как показывают фишн-трековые датировки цирконов и апатитов, было одновременным на всем протяжении Урала и связано с раннемезозойским постколлизионным растяжением по простиранию орогена.

Представления о заложении мировой системы фанерозойских подвижных поясов на эпикарельском фундаменте, выдвинутые Г. Штилле и ставшие основой для выделения ассинтской (рифейской) эры тектогенеза, исходили из предположения о ее временной и генетической сопоставимости с последующими эрами (каледонской, герцинской, альпийской). Однако и после установления фактической продолжительности рифея и венда попытки интерпретации этого периода в рамках гипотезы орогенических циклов, а затем и циклов Уилсона не прекратились. Вместе с тем формационные особенности разрезов рифейских «миогеосинклинальных» толщ, отсутствие в них офиолитов и островодужных формаций, континентальный платформенный тип вулканических пород и периодичность проявления анорогенного магматизма более 30 лет назад позволили С.Н. Иванову привести обоснования континентальной рифтовой природы позднедокембрийских толщ в обрамлениях фанерозойских орогенах. Дальнейшие исследования привели к разработке новой концепции полного крупного цикла развития литосферы фанерозойских подвижных поясов, обосновывающей эволюционную направленность и закономерную смену энсиалических режимов энсиматическими [7]. Важнейшим элементом этой концепции является то, что в ней в отличие от цикла Уилсона не просто констатируется разрыв плит, а детально анализируются механизмы такого разрыва и обосновывается чрезвычайная длительность (более 1 млрд. лет) этих событий. В свете современных знаний можно полагать, что первопричиной заложения и развития мировой системы фанерозойских подвижных поясов были пульсационно функционирующие мантийные плюмы («суперплюмы»), зарождавшиеся на границе ядра и мантии. Они обеспечивали периодические внедрения в литосферу высоконагретого глубинного материала, вызывавшего предрифтовые подъемы земной коры (энсиалические орогении), анорогенный магматизм и разнотипные метаморфические преобразования пород [4], которые сменялись периодами покоя, денудацией поднятий и накоплением трансгрессивных рядов формаций. Повторяемость этих событий, в которых могут выделяться предрифтовые, рифтовые и пострифтовые стадии, обусловливает эндогенное утонение и, в конечном итоге, разрыв плит. Такое развитие может прекратиться на любой из стадий и имеется много оснований полагать, что в строении интракратонных поясов протерозоя обнаруживаются различные уровни эрозионных срезов таких палеорифтовых зон.

В настоящее время энсиалическое происхождение и связь позднедокембрийских интракратонных поясов с литосферным растяжением никем практически не оспаривается и споры вызывает, пожалуй, только природа позднедокембрийских орогений. В нашей трактовке это

энсиалические орогении, связанные с предрифтовыми подъемами земной коры. Они не завершают, а предшествуют формированию осадочных бассейнов и в этом заключается их принципиальное отличие от «складчатого» орогенеза. Такая интерпретация вступает в противоречие с устоявшимися и выработанными на основе геосинклинальной парадигмы постулатами, что развитие осадочных бассейнов неизбежно должно завершаться тангенциальным сжатием (складчатостью) и региональным метаморфизмом. Гипотеза А. Кренера об А-субдукции в позднедокембрийских энсиалических орогенах как раз и основывается на этом постулате, хотя никаких фактических свидетельств «складчатого» орогенеза им не приводится. Столь же декларативными являются заключения об эльсонском, гренвиллском и байкальском «складчатом орогенезе» в фанерозойских поясах. Единственным аргументом в его обоснованиях остается зональный метаморфизм, который по традиции трактуется как часть орогенеза. Ошибочность такой трактовки обосновывается в нашей концепции континентального рифтового метаморфизма [1]. Континентальный рифтовый метаморфизм обладает многими специфическими особенностями. Он проявляется синхронно в рифтогенно-депрессионных формациях чехла (однородный и зональный метаморфизм умеренных и низких давлений), а также в нижней коре и литосферной мантии в связи с ее пластичным (хрупко-пластичным) растяжением. В условиях литосферного растяжения формируется особый класс метаморфических пород – комплексы рифтогенных бластомилонитов. Такие комплексы выделяются в блоках раннедокембрийского фундамента фанерозойских областей, а в глубоко эродированных областях формируют самостоятельные анортозит-гранулитовые пояса повышенных давлений (гренвиллский, свеконорвежский и др.), которые иногда ошибочно интерпретируются как коллизионные структуры. Такая трактовка характерна для популярной концепции «суперконтинентальных» циклов. В этой концепции главное внимание уделено материальным свидетельствам плюмовых процессов (дайковые рои, щелочно-ультраосновные плутоны, излияния платобазальтов и др.), предшествующих континентальному рифтингу, однако в оценках длительности и периодичности этих событий нет определенности. Объективные данные о том, что континентальный рифтогенез в докембрии приводил к периодическому открытию океанов отсутствуют. Позднедокембрийская предыстория фанерозойских орогенов и сходные по геодинамике развития подвижные пояса нижнего протерозоя не обнаруживают бесспорных свидетельств проявления в них коллизионных процессов.

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. № 1. С. 6-19.

2. Иванов С.Н., Русин А.И. Эволюция метаморфизма в фанерозойских подвижных областях // Эволюция геологических процессов. Докл. совет. геол. на 28-м МГК. М.: Наука, 1989. С. 67-76.

3. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 288 с.

4. Русин А.И. Метаморфизм рифейских формаций в фанерозойских складчатых областях Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург, 1997. С. 57-64.

5. Русин А.И. Орогенный (коллизионный) метаморфизм Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 63-74.

6. England P.C. Diffuse continental deformation: length scales, rates and metamorphic evolution. Tectonic setting of regional metamorphism // Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1987. V. 321. N. 1557. P. 3-22.

7. Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics, 1986. N. 127. P. 383-397.

Высоко- и сверхвысокобарические комплексы Урала: изотопный возраст и проблемы петрогенезиса

Русин А.И.[1], Краснобаев А.А.[1], Вализер П.М.[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН,
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, rusin@igg.uran.ru
[2]Ильменский государственный заповедник УрО РАН
г. Миасс, mev_62@inbox.ru

Высокобарический метаморфизм является одной из наиболее выразительных черт Уральского подвижного пояса. В первую очередь это относится к эклогитовым и глаукофансланцевым комплексам. Ясно выраженная структурная позиция, доступность и мировая известность ряда типовых объектов способствовали их всестороннему исследованию. Были получены согласующиеся оценки термодинамических параметров и геохимических особенностей высокобарического петрогенезиса, рассмотрены вероятные модели последовательности метаморфических процессов, выдвинуты новые идеи о возможных механизмах возникновения надлитостатических давлений и природе эклогитовых протолитов [2]. Изотопно-хронологические данные, полученные в последние 10-15 лет, имели решающее значение для согласованного вывода о связи эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма Урала с косой коллизией силурийско-девонской островодужной системы и утоненного края В.-Европейской платформы.

Наиболее многочисленные определения возраста были выполнены для «нижней серии» максютовского комплекса [2, 6, 7 и др.]. Имевшиеся ранее K-Ar датировки (434-370 млн. лет), были дополнены Ar-Ar определениями изотопного возраста фенгитов (392-373 и 365-355 млн. лет) и глаукофанов (411-389 млн. лет), минеральными Sm-Nd изохронами (396-357 млн. лет) и U-Pb датировками возраста цирконов (1800, 1216 и 443-352 млн. лет) и рутилов (1517, 547 и 384-377 млн. лет). В интерпретации этих данных отчетливо проявились два подхода. В первом, всем палеозойским датировкам придавался геологический смысл, и они рассматривались как свидетельства многоэтапности метаморфических, деформационных и эксгумационных процессов [1]. Второй подход, сохраняющийся и до настоящего времени, основывался на общепринятой концепции «пороговых температур» закрытия изотопных систем [7]. Полученные различными методами сходящиеся значения (370-380 млн. лет) интерпретировались как время эклогитовой кристаллизации, сопряженной с началом охлаждения (эксгумации), а дискордантные (> 380 млн. лет) – раннего сверхвысокобарического метаморфизма.

Иная идеология, основывающаяся на результатах исследования эклогитового метаморфизма на эталонных объектах Западной Норвегии, была принята в наших работах [2, 5, 6 и др.]. Эклогитизация сухих гранатовых гранулитов в Бергенских дугах происходит только в зонах проникновения свободного водного флюида, отмечаемого развитием гидроксилсодержащих минералов (фенгита, парагонита, цоизита и др.). Выразительные свидетельства ведущей роли эклогитового флюида обнаруживается и в нижней серии максютовского комплекса. Многочисленные гидротермальные жилы (кварцевые, кварц-фенгитовые, лавсонит-гранатовые и др.), включения водных минералов в зональных порфиробластах гранатов и другие свидетельства указывают на очень высокие соотношения флюид-порода во время эклогитовой кристаллизации, при которых практически не сохраняются реликтовые парагенезисы. В то же время, эклогитовый метаморфизм не ведет к полному переуравновешиванию Sm-Nd и, особенно, U-Pb изотопных систем, обнаруживающих «протолитовые» датировки.

Для оценки времени эклогитового метаморфизма возможности использования Rb-Sr метода ограничивалось техническими трудностями. Впервые полученные нами для максютовского комплекса высокоточные внутренние минеральные изохроны на основе фенгитов позволили показать [6], что реакции эклогитизации не были растянуты во времени, а представляли кратковременный

процесс, связанный с активностью флюидов, четко датируемый значением 375.1±1.8 млн. лет. Это средневзвешенное значение, полученное по 9 частным изохронам эклогитов, вмещающих глаукофановых сланцев и гидротермальных жил, отклонения в которых не превышают 2 млн. лет.

Аналогичные исследования были проведены на марункеуском эклогит-гнейсовом комплексе Полярного Урала [2, 5 и др.]. Этот комплекс характеризуется меньшей флюидонасыщенностью. Обнаруживаются участки, в которых дефицит или отсутствие флюида создает кинетические барьеры для протекания реакций эклогитизации. Наблюдающаяся в этом комплексе хорошая сохранность метамагматических структур с эклогитовыми парагенезисами и резкая контрастная зональность в гранатах интерпретируются нами как следствие очень высокой скоротечности метаморфических реакций. Изохронные Rb-Sr возрасты для 14 образцов из ассоциаций эклогитовой и амфиболитовой фаций, а также флюидных жил дают среднее значение 355±1.4 млн. лет. Точечные U-Pb датировки цирконов из тех же образцов показывают допалеозойские значения. Докембрийские протолитовые возрасты часто сохраняет Sm-Nd изотопная система. Трактовка их как возраста эклогитового метаморфизма в марункеуском комплексе является ошибочной.

На основе радиоизотопных данных предпринимались неоднократные попытки оценить время эксгумации эклогитовых комплексов. Наибольшее распространение получило мнение [7], что охлаждение максютовского комплекса началось сразу же за эклогитовой кристаллизацией в нижней серии (375 млн. лет), характеризовалось стадийностью, обусловленной конвергентными процессами, и завершилось в начале мезозоя в связи с перемещением комплекса в верхнюю кору. Выполненные нами исследования фишн-трековых возрастов цирконов и апатитов, группирующихся вокруг значения 250 млн. лет, позволили сделать вывод, что охлаждение от 300 до 100° С, связанное с перемещением эклогитовых комплексов из средней в верхнюю кору было не только кратковременным, но и одновременным на Южном и Полярном Урале [5].

Общеуральский пояс высокобарического метаморфизма располагается восточнее Главной сутурной зоны в палеоконтинентальном секторе. Кроме эклогитовых террейнов он трассируется многочисленными линейными зонами голубых сланцев, иногда располагающимися на значительном (до 30 км) удалении от Главной сутуры [3]. И хотя время формирования таких зон в ряде случаев достаточно уверенно коррелируется с эклогитовой кристаллизацией, они заметно отличаются параметрическими характеристиками (T = 300-450° C и P = 2-8 кбар). В голубосланцевых зонах отсутствует ассоциация жадеита с кварцем, редко встречаются глаукофан и барруазит, а преобладают кросситы, рибекиты, винчиты и актинолиты. Различные реакционные соотношения Na, Na-Ca и Ca в пределах одного шлифа, указывающие на контрастные изменения давления в ограниченных объемах, можно объяснить только пульсационным поступлением в систему высоконапорного флюида. Уральские данные определенно свидетельствуют о приуроченности голубосланцевых зон к надвигам в сиалической коре, и вступают в противоречия с распространенными представлениями об их субдукционной природе и связи с офиолитами, продукты разрушения которых на западном склоне Урала отсутствуют.

Нам представляется, что альтернативой субдукционных моделей, допускающих возможность не только погружения легких сиалических масс в мантийные глубины, но и очень быструю их эксгумацию, могут стать чрезвычайно высокие скорости метаморфических реакций, обусловливающих развитие высоко- и сверхвысокобарических минеральных ассоциаций при кратковременном повышении флюидного и тектонического давления. Практически все структурные и минералогические признаки, рассматриваемые в настоящее время [1] в качестве свидетельств начальной высокоскоростной эксгумации эклогитовых комплексов из «мантийных глубин», дополненные наблюдениями над полиамфиболовыми парагенезисами глаукофансланцевых зон, вполне могут интерпретироваться и как свидетельства очень высоких скоростей метаморфических реакций.

В последние годы высоко- и сверхвысокобарические ассоциации на Урале установлены и изучены в субконтинентальных мафит-ультрамафитовых комплексах [4], являющихся обязатель-

ным элементом коллизионных орогенов. К этим образованиям были отнесены лерцолитовые массивы Южного Урала, ассоциированные с гранат-пироксеновыми мафитами и ультрамафитами, щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменогорской сдвиговой зоны, включающая гранат-пироксен-анортитовые породы и оливин-энстатитовые ультрамафиты максютовского комплекса. В массиве Узянский Крака задокументирован уникальный пример расслоения лерцолитов на комплементарные серии дунитов и симплектитовых гранатовых пироксенитов, обусловленный декомпрессионным подъемом (более 20 кбар и 900° С → 13-11 кбар и 860-750° С) глубинного блока в верхнюю кору при рифтовом растяжении. Время этого события зафиксировано сходящимися значениями цирконовых датировок в интервале 590-550 млн. лет. Цирконовый возраст щелочно-ультраосновной ассоциации Ильмен (662 и 543 млн. лет) позволяет связывать ее формирование с вендской активизацией рифтогенных процессов, а сохранность в метабазитах гроспидитового парагенезиса (Gros+Px+Dist±Zo) является прямым указанием на очень глубинные условия кристаллизации (> 27 кбар). Обнаружение в ультрамафитовом блоке максютовского комплекса парагенезиса: форстерит + энстатит + магнезит + титанклиногумит ± антигорит, пентландит и SRIMP цирконовые датировки (2449±22, 1666±15, 1492±16 и 545±5.8 млн. лет) позволяют предположить, что в этом типовом эклогитовом комплексе присутствуют сверхвысокобарические фрагменты субконтинентальной мантии, изотопные системы циркона в которых не были переуравновешены в связи с коллизионными событиями. В этом аспекте, вероятно, заслуживает обсуждения и вопрос о природе высокобарического меланжа (антигоритовые серпентиниты – 1660±40 и 452±4 млн. лет, «Са эклогиты» – 439.8±4.9 млн. лет), разделяющего нижнюю и верхнюю серии максютовского комплекса. Ранее считалось, что объединение серий было связано с постэклогитовой конвергенцией [1, 7 и др.]. Новые изотопные датировки и обнаружение в нижней серии сверхвысокобарических субконтинентальных блоков вступают в противоречие с традиционной трактовкой и допускают предположение о возможной структурной самостоятельности зоны высокобарического меланжа.

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН, и Программы ОНЗ РАН № 4 (проект 09-Т-5-1013).

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях и механизмы эксгумации // Петрология, 2000. Т. 8. № 5. С. 451-476.

2. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421-460.

3. Русин А.И., Никифоров О.В. Глаукофансланцевый метаморфизм Северного Урала // Ежегодник – 1990. Екатеринбург: УрО АН СССР. Свердловск, 1991. С. 62-64.

4. Русин А.И., Русин И.А. Высокобарические ассоциации глубинных зон континентальных рифтов // Метаморфизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 108-112.

5. Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2003. V. 67. N. 22. P. 4353-4371.

6. Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002. V. 66. N. 7. P. 1221-1235.

7. Leech M.L., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mointains: structural and oxygen isotope constraints // Lithos, 2000. V. 52. P. 235-252.

Модель предколлизионного генезиса миоценовых щелочных базальтов Кроноцкого перешейка (Восточная Камчатка)

Савельев Д.П.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, savelyev@kscnet.ru

Один из спорных вопросов геологического строения Камчатки – происхождение неогеновых щелочных пород «внутриплитного» геохимического типа, формирование которых предшествовало плиоцен-четвертичному этапу восточнокамчатского вулканизма. Известные в пределах Восточной Камчатки проявления щелочного вулканизма тесно связаны с миоценовыми терригенными толщами Тюшевского прогиба – щапинской свитой в бассейне р. Левой Жупановой [3] и на Кроноцком перешейке [5, 6]. «Внутриплитные» характеристики этих пород различные авторы связывают с глубокими расколами в континентальной плите, возникшими в связи с коллизией (в результате причленения Кроноцкого террейна) [3], или приуроченностью их к поперечным субширотным зонам сбросо-сдвигов, протягивающихся из Тихоокеанской плиты в пределы Курило-Камчатской островной дуги [2].

Автором получены новые данные по щелочным базальтам из керна Конусной скважины, пробуренной в бассене р. Тюшевки в пределах Кроноцкого перешейка (понижения, выполненного преимущественно терригенными толщами, между Кроноцким п-овом и хребтом Гамчен). Породы залегают в виде двух силлов среди туфотерригенных пород среднемиоценового возраста [5], их петрохимические особенности были изучены ранее О.И. Супруненко и Б.А. Марковским [5]. Данные рентгенофлуоресцентного анализа (аналитик Е.В. Карташева, аналитический центр ИВиС ДВО РАН) подтвердили высококалиевый характер пород, высокие содержания в них титана и фосфора (TiO_2 = 2.2-3.1%, K_2O = 1.6-6%, P_2O_5 = 0.9-1%). По геохимическим характеристикам (содержание Nb 67-92 г/т, Zr – 413-567 г/т, отношение Zr/Y = 15-19) породы сходны с щелочными габброидами и трахидолеритами бассейна р. Мал. Чажмы [6], но отличаются большей «внутриплитной» спецификой – большей калиевой щелочностью, более высокими содержаниями ниобия и циркония. Другим аналогом изученных пород являются миоценовые щелочные базальты правых притоков р. Левой Жупановой [3].

В представленном докладе предлагается авторская модель, согласно которой миоценовые щелочные базальты Кроноцкого перешейка сформировались на западном склоне Кроноцкой палеодуги перед ее причленением к Камчатке.

Недавно Н. Хирано с соавторами [8] показал, что вблизи зоны субдукции на расстоянии более 400 км от нее на древней (достаточно мощной) океанической плите могут формироваться небольшие щелочнобазальтовые вулканы, возникающие за счет декомпрессионного плавления в астеносфере в зоне изгиба плиты при приближении к желобу. Такие вулканы могли формироваться на Тихоокеанской плите, движущейся к Камчатке, в те моменты, когда к зоне деформаций подходили участки с увеличенной мощностью. В среднем миоцене Кроноцкая палеодуга была уже неактивной и в составе Тихоокеанской плиты двигалась в сторону Камчатки [7]. При приближении к зоне субдукции плита испытывала деформации, и из-за увеличенной мощности (за счет Кроноцкой палеодуги) в нижней части плиты возникли расколы, что могло привести к декомпрессионному плавлению (согласно модели Н. Хирано [8]). Именно в такой обстановке 10-15 млн. лет назад и мог проявиться щелочной магматизм небольшого объема западнее Кроноцкой палеодуги (на ее подводном склоне) в условиях терригенного осадконакопления (в Тюшевском бассейне между Камчаткой и Кроноцкой палеодугой), и образовались небольшие подводные вулканы и силлы среди терригенных осадков (рис. 1). Затем Кроноцкая палеодуга была причленена к Камчатке, и произошел перескок зоны субдукции на восток в современное положение [1]. Т.е., в соответствии с моделью автора данного доклада, щелочные базальты

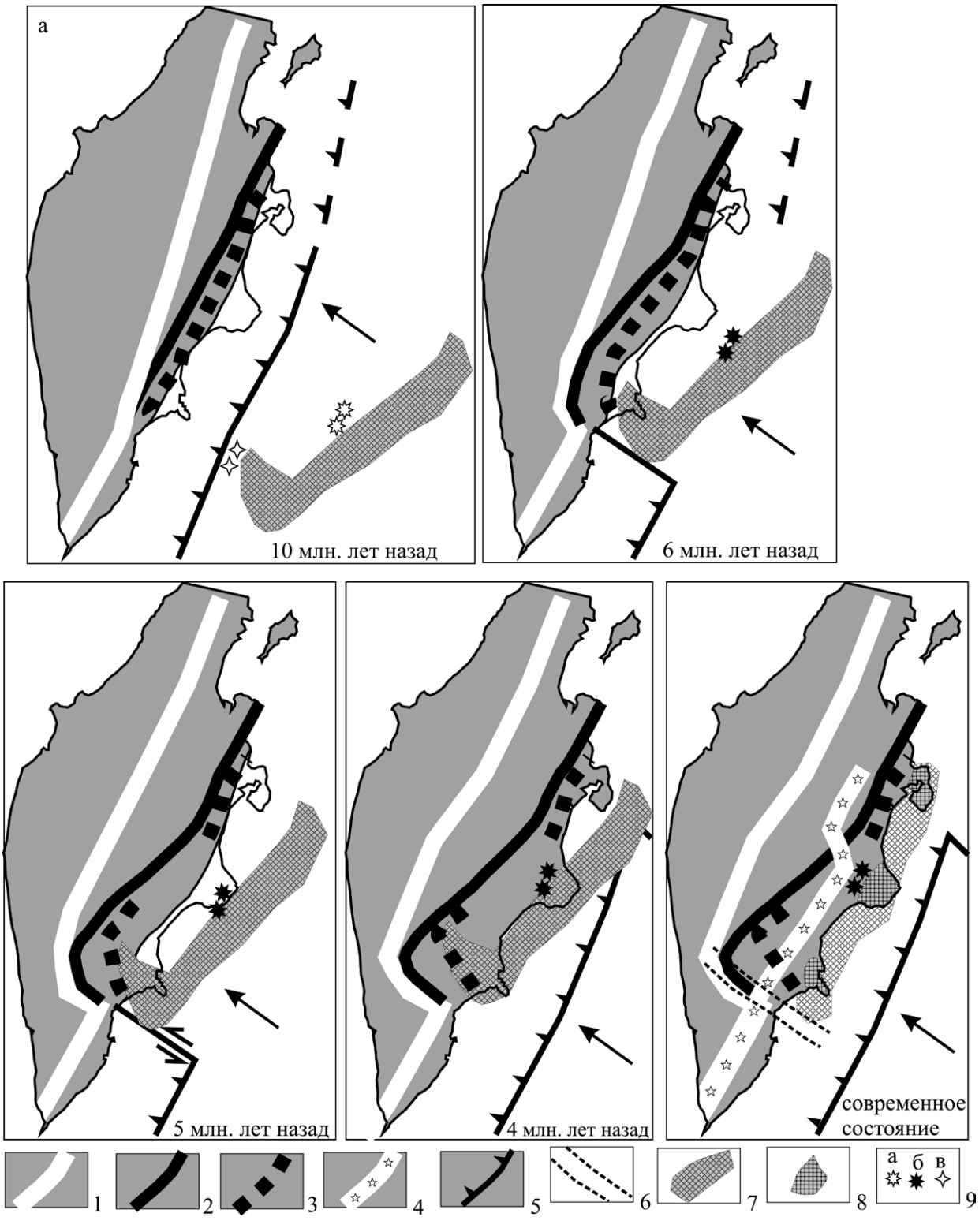

Рис. 1. Причленение Кроноцкой палеодуги к Камчатке (на основе моделей [1, 4, 7]) и происхождение миоценовых щелочных базальтов Кроноцкого перешейка.
1 – олигоцен-миоценовый вулканический пояс; 2 – мел-палеоценовая (Озерновско-Валагинская) островная палеодуга; 3 – ветловский палеоцен-эоценовый аккреционный комплекс; 4 – Восточно-Камчатский плиоцен-четвертичный вулканический пояс; 5 – глубоководный желоб; 6 – Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций; 7 – Кроноцкая палеодуга; 8 – современные выходы на поверхность комплексов Кроноцкой палеодуги (блоки полуостровов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского Мыса); 9 – миоценовые щелочные вулканы Кроноцкого перешейка (а – активные, б – потухшие) и р. Лев. Жупановой (в).

Кроноцкого перешейка не связаны с современной зоной субдукции, а сформировались на Тихоокеанской плите до причленения Кроноцкой палеодуги к Камчатке. Для Камчатки такой тип вулканизма можно назвать предколлизионным. Данная модель объясняет наличие щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа между образованиями Кроноцкой палеодуги и фронтом Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Предложенная модель может объяснить и происходение щелочных базальтов р. Лев. Жупановой, которые также ассоциируют с миоценовыми терригенными толщами Тюшевского прогиба [3]. Отличие заключается в том, что современное их положение – в тылу Восточно-Камчатского вулканического пояса, а не перед ним. Однако, если принять авторскую модель левостороннего сдвига по Петропавловско-Малкинской зоне поперечных дислокаций при столкновении Кроноцкой палеодуги с Камчаткой [4], то древнее положение этих вулканитов оказывается аналогичным вулканитам Кроноцкого перешейка – в Тюшевском прогибе на западном склоне Кроноцкой палеодуги (рис. 1а).

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 09-III-A-08-428.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. **Бахтеев М.К., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С.** Геолого-структурная позиция позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки // Отечественная геология, 1995. № 4. С. 37-44.

3. **Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Лэй Р.У., Горринг М.** Изотопный состав поздненеогеновых K-Na-Щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия, 1997. № 10. С. 1005-1018.

4. **Савельев Д.П.** Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций как результат причленения Кроноцкой палеодуги // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, издательство ДВО РАН, 2005. С. 19-22.

5. **Супруненко О.И., Марковский Б.А.** Щелочные вулканиты полуострова Кроноцкого (Камчатка) // ДАН СССР, 1973. Т. 211. № 3. С. 682-685.

6. **Тихомирова С.Р.** Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН, 1994. Т. 335. № 5. С. 626-629.

7. **Шапиро М.Н., Ландер А.В.** Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 338-344.

8. **Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al.** Volcanism in Response to Plate Flexure // Science, 2006. V. 313. P. 1426-1428.

Метаморфические породы сверхвысоких давлений Кыргызского Тянь-Шаня

Сакиев К.С., Бакиров А.Б.

Институт геологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики

В пределах Кыргызского Тянь-Шаня в двух местах известны метаморфические комплексы сверхвысоких давлений: макбальский в Кыргызском и чолокторский в Атбашинском хребтах. Первый из них располагается в пределах каледонид Северного Тянь-Шаня, а второй – в пределах варисцид Южного Тянь-Шаня. Оба метаморфических комплекса имеют непосредственную пространственную связь с близковозрастными офиолитовыми комплексами.

Макбальский метаморфический комплекс сверхвысоких давлений слагает одноименный тектонический купол, который выступает среди раннепалеозойских образований и формирует древнее ядро этого района.

Основание разреза района слагает эклогитоносная акджонская серия, которая представлена двумя свитами: снизу вверх макбальской и нельдинской. Контакт между ними тектонический. Макбальская свита в основном образована тремя группами пород: а) кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами, б) метапелитами и в) карбонатными породами. Нельдинская свита представлена в основном метапелитами и небольшими прослоями до 0.5-1.0 м мощности

темноцветных кварцитов и карбонатных пород. Встречаются горизонты сульфидов и темных углеродистых сланцев, обогащенных сульфидами. Выше по тектонизированному контакту залегает каиндинская серия позднего протерозоя карбонатных и терригенных пород, испытавших метаморфизм фации зеленых сланцев. Они интрудированы гранитоидным комплексом с U-Pb датами 660 и 1150 млн. лет. На них шарьирован офиолитовый комплекс задугового бассейна среднего кембрия – раннего ордовика. По окраинам купола встречаются интрузии гранитоидов каледонского тектонического цикла.

Метаморфизм сверхвысоких давлений установлен в кварцитах и слюдисто-кварцевых сланцах, метапелитах и карбонатных породах.

В к**варцитах и слюдисто-кварцевых сланцах** минеральные ассоциации представлены: кварц (40-95%) + мусковит (фенгит) ± гранат ± хлоритоид ± хлорит± коэсит (включения в гранате) ± ± турмалин + акцессорные минералы (циркон, рутил, рудные).

В **метапелитах** типична ассоциация: гранат + хлоритоид + тальк + фенгит + турмалин + коэсит (включения в гранате). В обоих случаях коэсит изучен и установлен с помощью Рамановской лазерной спектроскопии и указывает на принадлежность вышеназванных минеральных ассоциаций к метаморфизму сверхвысоких давлений.

Метабазиты макбальского метаморфического комплекса представлены эклогитами и апоэклогитовыми породами. В основном они испытали метаморфизм высоких давлений, но среди них встречаются также разновидности, в которых во включениях граната установлены псевдоморфозы кварца по коэситу.

По-видимому, породы макбальской свиты были подвержены субдукции при очень низких геотермических градиентах, не превышающих 5° С/км и были погружены на глубины более 90-100 км. Затем по какой-то причине произошел **нагрев, что привело к резкому переходу коэсита в кварц**. Породы стали легче, и при наличии тангенциального сжатия они подверглись выжиманию, интрудированию. В процессе подъема были захвачены породы как высоких давлений (эклогиты и альбит-винчитовые сланцы), так и низких давлений. Макбальский комплекс по существу представляет собой глубинный меланж.

Чолокторский метаморфический комплекс слагает северный склон западной части Атбашинского хребта. Совместно с атбашинской свитой метаморфических пород чолокторский комплекс слагает верхний аллохтон в ряду герцинских тектонических комплексов. Они здесь шарьированы на офиолитовый комплекс, который в свою очередь надвинут на осадочные образования пассивной окраины континента. Сверху чолокторский комплекс с крупным несогласием перекрывается отложениями верхнего карбона и нижней перми. Конгломераты последнего содержат крупные обломки эклогитов и других пород чолокторского комплекса.

Чолокторский комплекс сложен линзовидными телами эклогитов и апоэлогитовых пород, которые как бы плавают среди вмещающих пород, представленных метапелитами, кварцитами и карбонатами. Эклогиты Атбашинского хребта содержат минеральные ассоциации как высоких, так и сверхвысоких давлений. Во вмещающих породах минеральные образования высоких и сверхвысоких давлений пока не установлены.

Эклогиты характеризуются минеральными ассоциациями: гранат + омфацит + эпидот + цоизит + + кварц + глаукофан + фенгит + доломит + кальцит + лавсонит + парагонит. Доломит и лавсонит встречается как в виде отдельных зерен, так и в виде включений в гранате. Кристаллы граната содержат также включения пироксена, кальцита и псевдоморфозы лавсонита. Последние имеют ромбовидную форму и в большей своей части замещены эпидот-парагонитовым агрегатом, но местами сохранены реликты самого лавсонита. Встречаются также включения кальцит + парагонит.

В эклогитах Чолокторского комплекса установлены псевдоморфозы кварца по коэситу как в гранате, так и в омфаците. Кроме того, в этих омфацитах выявлены два типа ламелл, имеющие важное значение для выяснения P-T условий метаморфизма. *Первый тип ламелл* встречается

в центральной части кристалла омфацита и выражается в срастании двух разновидностей моноклинного пироксена богатого Na и бедного им. *Второй тип ламелл* внутри омфацита, содержащего псевдоморфозы кварца по коэситу, представлен срастанием деформированных кристаллов альбита и талька.

Для чолокторского комплекса характерна еще одна своеобразная порода, названная нами атбашитом. Это сложно складчатая полосчатая мигматитоподобная метаморфическая порода, состоящая из двух частей: меланосомы (субстрата), представленной эклогитом, и лейкосомы (жильной массы), сложенной гранат-кварцевым агрегатом. Порода тонкополосчатая мощностью полос в 1-2 мм. Мощность меланократовой части породы меняется, нередко достигая 5-10 см, местами переходя в линзовидные тела мощностью до 0,5-1,0 м протяженностью до 3-5 м.

Таким образом, и в макбальском, и в чолокторском метаморфических комплексах с UHPM связаны породы сиалической коры: кварциты и метапелиты в макбальском комплексе; кварц-гранатовый агрегат в атбашитах в чолокторском комплексе. Подобная ситуация характерна для многих комплексов UHPM: Североказахстанского, Восточнокитайского, Западных Альп и многих других. Регионально геологические условия района развития чолокторского комплекса свидетельствуют о том, что сиалическая кора висячего крыла субдукционной зоны здесь была подвержена субдукционной эрозии. Процессы субдукции в этих районах протекали в условиях низких геотермических градиентов, и кислые породы, уплотняясь, могли достигать больших глубин. Однако подвергаясь воздействию возрастающего теплового потока, эти породы могли испытывать инверсию плотности. Это обстоятельство, по-видимому, и привело к их быстрому поднятию (эксгумации).

Изотопно-геохимическая систематика и геохронология пород шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья

Сасим С.А.[1], Дриль С.И.[1], Травин А.В.[2], Чуканова В.С.[1], Ильина Н.Н.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г, Иркутск, sdril@igc.irk.ru
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, travin@uiggm.nsc.ru

В течение всего фанерозойского времени Сибирский палеоконтинент контактировал с мантийными плюмами, предположительно относимыми к Африкано-Атлантическому горячему полю мантии [3]. В мезозое область закрывающегося Монголо-Охотского палеоокеана и сопредельные территории находились под влиянием интенсивных внутриплитных процессов. Переход Монголо-Охотского складчатого пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития сопровождался в юрское время широким развитием шошонит-латитового магматизма [2]. Классическим примером магматических образований этой серии в Юго-Восточном Забайкалье считаются интрузивные породы трехфазного Акатуевского массива (Александровозаводская впадина), возраст которого по K-Ar изотопным данным был определен в пределах 166-147MA [2].

Образования первой фазы крайне ограниченно распространены в северной краевой части массива и представлены оливиновыми и пироксен-амфиболовыми монцонитами. Породы первой фазы испытали сильное контактовое воздействие при формировании пород второй (главной) фазы Акатуевского массива. Вторая (главная) фаза внедрения слагает основную часть массива. Она представлена биотит-амфиболовыми монцонитами и, реже, кварцевыми монцонитами. Образования третьей (заключительной) фазы внедрения представлены дайками сиенитов, большинство из которых сконцентрированы вокруг массива.

Авторами получены Ar-Ar изотопные датировки амфиболов из пород первой и второй фаз массива: 154.8+/-4.4MA и 160.7+/-3.9MA. Несколько парадоксальным кажется факт более молодого возраста пород первой фазы по сравнению со второй, хотя в пределах погрешности определения

оба возраста практически совпадают. Кроме того, монцониты первой фазы, занимающие крайне незначительный объем интрузии, длительное время находились под влиянием остывающего расплава, сформировавшего породы наиболее объемной второй фазы, что могло повлиять на сохранность изотопной Ar-Ar системы. Примечательно, что Ar-Ar возраст амфибола из латита вулканогенной толщи, тесно пространственно ассоциирующейся с Акатуевским массивом, составляет 161.5+/-1.7МА. Этот факт уверенно подтверждает синхронность формирования пород интрузивной и вулканической фаций шошонит-латитовой серии Александровозаводской впадины.

Породы Акатуевского массива по соотношению кремнекислотности и суммарной щелочности могут быть отнесены к умеренно-щелочному ряду. Отношение K_2O/Na_2O в исследуемых породах изменяется в широких пределах от 0,49 до 1,78, что вместе с высокой калиевостью и относительно низкими содержаниями TiO_2 (< 1.2 вес. %) позволяет отнести их к шошонит-латитовой серии.

Все типы пород Акатуевского массива характеризуются высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов и обогащенными нормированными спектрами распределения. Породы первой фазы Акатуевского массива характеризуются наибольшими Σ_{REE} (373-453 г/т) и высокой степенью преобладания легких редких земель над тяжелыми ($La/Yb_{(N)}$ = 31.06-41.38) при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.72-0.78). Последнее служит указанием на то, что расплавы, формировавшие оливиновые монцониты и амфибол-пироксеновые монцониты первой фазы были фракционированными относительно полевого шпата, концентрировавшего в своей структуре Eu. Для пород второй (главной) фазы массива величина Σ_{REE} несколько уменьшается и лежит в пределах 300-427 г/т. Нормированный спектр лантаноидов становится менее дифференцированным – $La/Yb_{(N)}$ = 19.50-41.42, а отрицательная европиевая аномалия углубляется (Eu/Eu* = 0.59-0.86). Уменьшение величин Σ_{REE} и $La/Yb_{(N)}$ в породах главной фазы внедрения массива по сравнению с породами первой фазы авторы склонны связывать с процессом кристаллизационной дифференциации расплава, в котором кроме силикатных фаз, представленных оливином, клинопироксеном, амфиболом, плагиоклазом и, возможно, K-Na полевым шпатом, значимое участие принимал апатит. Этот акцессорный минерал резко обогащен легкими лантаноидами и присутствует в виде многочисленных включений в железомагнезиальных минералах монцонитоидов. Породы третьей (заключительной) фазы имеют самые низкие суммарные содержания REE (Σ_{REE} = 152-268 г/т) и наименее дифференцированные нормированные спектры редких земель – $La/Yb_{(N)}$ = 8.69-32.62. Величина отрицательной европиевой аномалии в большинстве пород этой фазы незначительна (Eu/Eu* = 0,82-0,94). Сравнение составов пород первой и второй фаз Акатуевского массива со средними составами базальта океанических островов (OIB) и внутриплитного континентального базальта Азии (КБА) [4] на мультикомпонентной диаграмме (рис. 1) показывает, что монцонитоиды массива существенно обогащены по сравнению с OIB и КБА такими группами элементов как LILE (K, Rb, Ba, Sr), легкие

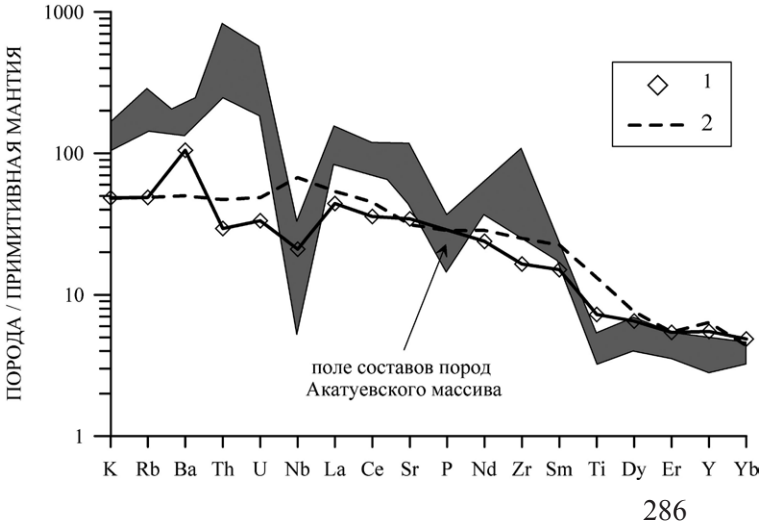

Рис. 1. Мультикомпонентная диаграмма для пород ранней и главной фазы Акатуевского массива. Условные обозначения: 1 – континентальный базальт Северной Азии по [4]; 2 – средний базальт OIB.

REE, Th и U при существенном дефиците в области HFSE (Nb, Ti) и P. Дефицит Nb и Ti в монцонитоидах свидетельствует о том, что мантийный источник расплавов шошонит-латитовой серии был метасоматически изменен предшествующим процессом субдукции. Воздействие на мантийный субстрат существенно водного флюидного потока, генерирующегося в результате дегидратации погружающейся океанической коры, способствует образованию акцессорных фаз, способных концентрировать HFSE. При последующем плавлении такого мантийного источника, формирующиеся расплавы оказываются существенно обеднены элементами высокозарядной группы. Палеогеодинамические реконструкции для Монголо-Охотского складчатого пояса [1] указывают на существование в позднем палеозое зон субдукции по периферии одноименного палеоокеана. Эти субдукционные процессы должны были оказать метасоматизирующее воздействие на значительные объемы мантии, сопряженной с зонами субдукции. Посторогенные (внутриплитные) магматические образования, проявленные в мезозойское время в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса, могли в той или иной степени унаследовать черты мантийного источника, претерпевшего в прошлом субдукционный метасоматоз. Характерным примером магматических пород такого генезиса могут служить породы шошонит-латитовой серии Забайкалья. Ярко проявленный дефицит HFSE указывает на связь этих магматических пород с субдукционной геодинамической обстановкой, а высокие содержания LILE и легких REE указывают на внутриплитный характер магматических расплавов.

Монцонитоиды первой и главной фаз массива имеют изотопный состав стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = = 0.70644 – 0.70677) относительно более радиогенный по сравнению с таковым ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = = 0.7045-0.7055) в других мезозойских внутриплитных базитах региона. Этот факт может служить указанием на то, что в генезисе расплавов шошонит-латитовой серии кроме мантийного источника может принимать участие и некоторое количество корового вещества. Слабоотрицательные значения величин $\varepsilon Nd_{(0)}$ = (-2,1) – (-0,2) также могут быть связаны с процессом контаминации первичного мантийного расплава веществом континентальной коры. Состав этого корового компонента должен характеризоваться величинами $\varepsilon Nd \geq (-10)$, что отличает его от общепринятых средних составов верхней (εNd = -25) или нижней континентальной коры (εNd = -30). Предположительно, таким изотопным составом может обладать фанерозойская континентальная кора региона, в составе которой значительное место занимают отложения аккреционных клиньев и островных дуг.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00772, 11-05-00925, 09-05-10008к, а также Интеграционных проектов СО РАН № 13 и №24.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. 6. С. 7-41.

2. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойский латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 205 с.

3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский плюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000. № 5. С. 3-29.

4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма // Доклады РАН, 2000. Т. 375. № 4. С. 525-530.

Мезоархейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура

Светов С.А., Светова А.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск

Реконструкция архейской геологической истории планеты, ее геодинамических режимов возможна на основании изучения сохранившихся фрагментов архейских гранит-зеленокаменных систем в пределах древних кратонов мира. В связи с тем, что в последние годы было установлено, что гранит-зеленокаменные комплексы представляют собой аккретированные к континентальному основанию фрагменты океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулканических поясов [1, 4, 7] и при детальном рассмотрении, содержат магматические серии, во многом аналогичны фанерозойским. Это позволяет нам использовать знания, накопленные в ходе изучения современных зон перехода «океан – континент» по геохимико-петрологической характеристике индикаторных породных ассоциаций, при интерпретации результатов изучения архейских магматических систем, сформированных на ранних стадиях развития Земли. Главной проблемой подобных реконструкций является фрагментарная сохранность архейских разрезов, связанная с тем, что уровень эрозии гранит-зеленокаменных комплексов часто достигает – 10-15 км, не позволяя сохраниться полному набору страто-тектонических ассоциаций, существовавших в этих временных рамках и затрудняя модельные построения.

Нами проводилось детальное изучение древнейших на Фенноскандинавском щите андезитовых ассоциаций (с возрастом 3.05-2.99 млрд. лет), сохранившихся в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на западном обрамлении палеоархейского Водлозерского блока, и анализ эволюционного развития транзитной зоны от мезо- до неоархея. Методической основой работы стал комплексный геологический анализ породных ансамблей в пределах зеленокаменного пояса, прецизионная геохимическая характеристика (LIL, HFS, REE) андезитовых магматических систем, изучение распределения группы флюид-мобильных (FME) элементов (таких как B, Be, Li, As) и B – B/Be систематике породных серий. Работа базировалась на проведенном ранее детальном изучении породных комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса [3] и является развитием проведенных ранее исследований [1, 3].

По геологическому строению зеленокаменный пояс представляет собой крупную аккреционно-орогенную структуру, в составе которой выделяется набор тектонически совмещенных стратотектонических ассоциаций (СТА), маркирующих контрастные геодинамические режимы его формирования: островодужный БАДР-адакитовый (3.05-2.95 млрд. лет), океанический коматиит-базальтовый (3.05-2.95 млрд. лет) и окраинно-континентальный АДР-адакитовый (2.90-2.85 млрд. лет) комплексы. Проведенные исследования показали не только временную, но геохимическую неоднородность андезитового магматизма в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В структурах наблюдается устойчивый породный ансамбль: адакиты – Nb-обогащенные БАДР (АДР) андезиты – байяиты (высоко-Mg андезиты) ± ± толеитовые андезиты, который может являться качественным признаком существования субдукционных систем. Причем в данной системе адакиты отражают процесс плавления субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты [5], а все прочие ассоциации формировались при плавлении метасоматизированной области мантийного клина или в ходе смешения первичных адакитовых магм с мантийным веществом. Геохимическая характеристика породных серий показана на диаграммах (рис. 1).

Для реконструкции режима мезоархейской субдукции нами использована классификация андезитовых ассоциаций по флюид-мобильным элементам (FME), B/Be систематика ассоциаций в сопоставлении с данными по фанерозойским андезитовым сериям, формирующимся в субдук-

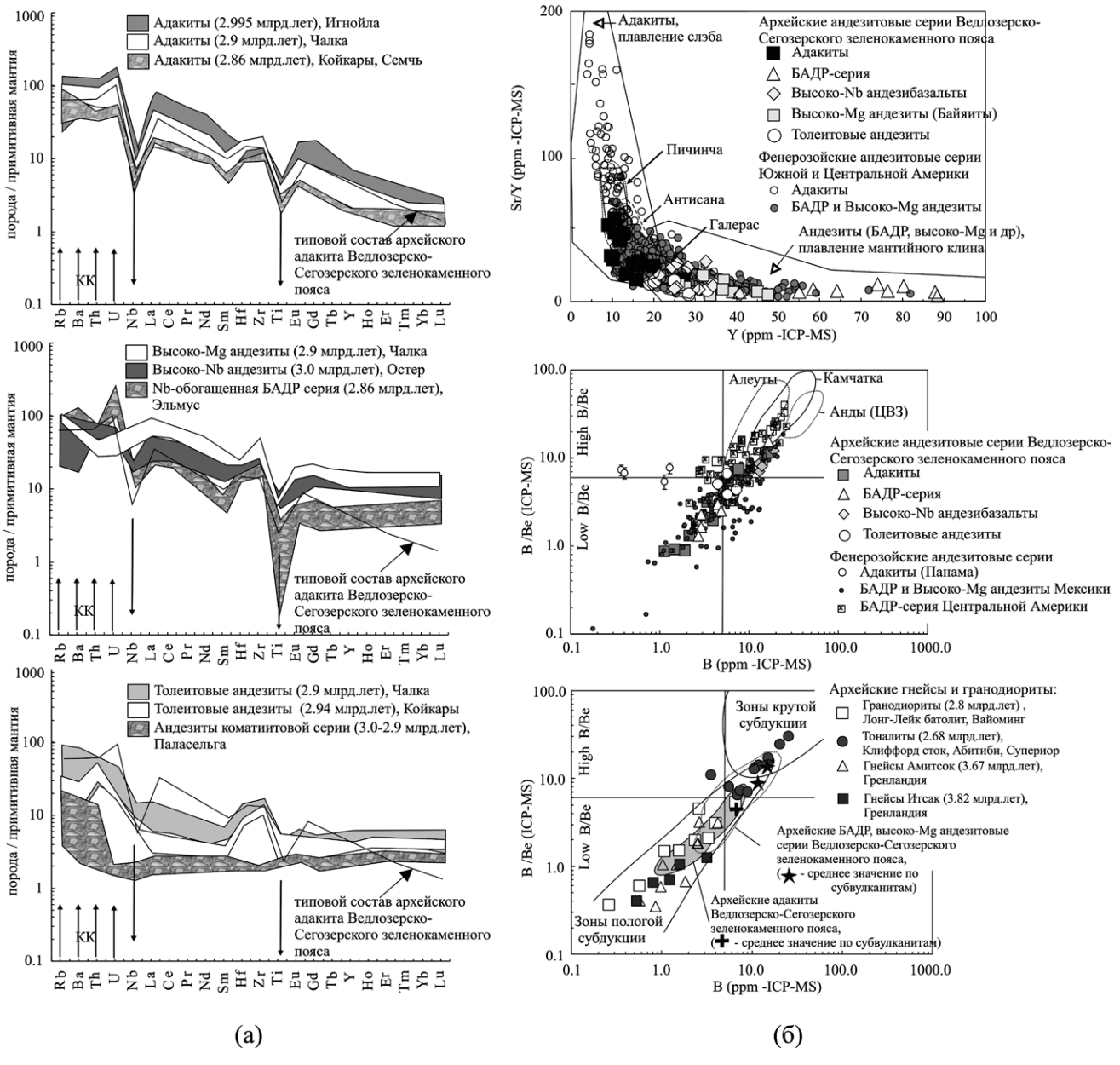

Рис. 1. (а) – Мультиэлементные диаграммы для древнейших андезитовых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Нормировано по примитивной мантии (КК-коровая компонента). (б) – Диаграммы в координатах (а) Sr/Y–Y, (б-в) B/Be–B для древнейших андезитовых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Точки и поля архейских и фанерозойский комплексов мира на диаграммах Sr/Y–Y и B/Be–B построены по данным базы GeoRock (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de) и (Mohan et. al., 2008).

ционных системах с пологим и крутым погружением слэбов.

Установлено, что адакиты и ассоциирующие с ними островодужные мезоархейские вулканиты Карельского кратона имеют низкие B/Be отношения (относятся к Low B/Be типу, (адакиты – 0.8-4.7; островодужные андезиты – 2.4-7.8). Данные значения сопоставимы с B/Be систематикой архейских гранито-гнейсов Гренландии (3.67 и 3.82 млрд. лет), гранодиоритов Вайоминга (2.8 млрд. лет) [6] и значительно ниже, чем в фанерозойских вулканитах известково-щелочного ряда Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем, где B/Be отношение может достигать уровня 30-70.

Низкие B/Be отношения характеризуют вулканиты формирующиеся при субдукции молодой (< 20 млн. лет) «горячей» океанической коры в режиме пологого погружения. Это связано с тем, что прогрессивный метаморфизм в ходе увеличения температуры и давления по мере погружения слэба, приводит к выносу бора еще на инициальной стадии метаморфических преобразований, постепенно обедняя им флюидную фазу при стабильной концентрации Be, что и проявляется в низких величинах B/Be отношения в области метасоматизированного мантийного клина [6].

В результате анализа B-B/Be системы следует выделять два контрастных типа пород: 1 – с низким содержанием B и низким B/Be отношением и 2 – с высоким содержанием B и высоким B/Be отношением. Геохимическая B – B/Be систематика пород позволяет оценить степень участия флюидной фазы в процессах магмогенерации первичных расплавов, а в случае комплексной характеристики вулканитов, формирующихся в конвергентных зонах (как при плавлении слэба, так и метасоматизированной мантии), может являться «химическим инструментом» для разделения субдукционных систем по их архитектуре (областей с пологой и крутой субдукцией).

Обобщая полученный материал, можно сделать следующие выводы:

Андезитовый магматизм в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проходил многократно в следующих интервалах: 3.05-2.94; 2.94-2.91; 2.90-2.85; 2.82-2.68 млрд. лет.

В каждом временном интервале формировалась породная ассоциация (адакиты – высоко-Mg андезиты – высоко-Nb или Nb-обогащенные андезиты), характерная для субдукционных обстановок. Во всех интервалах магматизма адакиты играли существенную роль, при этом адакитовые расплавы характеризуют первичные выплавки, которые при смешении с мантийным веществом продуцируют ряд новых магматических серий: байяитовые, высоко-Nb и др.

Эволюция конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока проходила в мезоархее в режиме развития субдукционной системы с пологим погружением слэба. В процессы магмогенерации было вовлечено как вещество океанической плиты, так и метасоматизированной мантии. Пологое погружение горячей плиты приводило к раннему началу ее дегидротации, что уменьшало степень насыщенности флюидом области мантийного клина. Геохимическое разнообразие генерируемых магматических серий (смена пород от адакитов к известково-щелочным и щелочным сериям) объясняется латеральной зональностью субдукционной системы и сменой очагов магмообразования по мере ее погружения.

Проведенная FME-систематика древнейших андезитовых комплексов Карельского кратона и сопоставление ее с характеристикой древнейших архейских гранито-гнейсов Гренландии, гранодиоритов Вайоминга согласуется с представлением о доминировании пологой архитектуры субдукционных конвергентных систем в архее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

2. Кожевников В.Н., Светов С.А., Светова А.И. Некоторые признаки неглубокой субдукции в архее. // Материалы международной конференции «Новые идеи в науках о земле», М., 2001. Т. 1. С. 58.

3. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115с.

4. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

5. 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.

6. Mohan M., Kamber B.S., Piercey S.J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // Earth and Planetary Science Letters, 2008. V. 274. P. 479-488.

7. Polat A., Kerrich R. Reading the geochemical fingerprints of archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in mobile tectonic regime // Archean geodynamics and environments. Geophysical monograph series 164. Am. Geoph. Un., 2006. P. 189-213.

Особенности составов минералов из мантийных и коровых перидотитов HP/UHP коллизионных зон

Селятицкий А.Ю.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3

Характерным компонентом литосферных блоков, испытавших коллизионный метаморфизм при высоких / сверхвысоких давлениях (HP/UHP), являются тела гранатовых и шпинелевых перидотитов, представляющих один из ключевых петрографических типов коллизионных зон и являющихся носителями важной генетической информации из-за их близкой связи с мантией, как в отношении состава, так и P-T параметров образования. Они рассматриваются как результат корово-мантийного взаимодействия и позволяют получать данные о характере субдукции и эксгумации, о структуре, свойствах и вещественном составе верхней мантии и низов коры.

Как известно, ультрабазитовые породы, помимо низкого содержания SiO_2, характеризуются также высокими концентрациями MgO, низкими FeO и, как правило, Al_2O_3, а также относительно богаты такими редкими элементами, как Cr и Ni и бедны редкими землями, а также Zr, Y, Nb. Это характерно практически для всех перидотитов, по всему земному шару. Их называют альпинотипными, орогеническими или мантийными. Однако известно несколько коллизионных зон, где встречаются перидотиты, которые своим химическим составом сильно отличаются от всех остальных. Они относительно богаты FeO, TiO_2, Al_2O_3, Zr, Y, Nb, РЗЭ и бедны MgO, Cr и Ni [1]. Впервые такие породы обнаружил Д. Карсвелл и др., изучая гранатовые перидотиты Западного гнейсового региона Норвегии [2]. На основе особенностей петрохимического состава он разделил их на два типа: Mg-Cr тип и Fe-Ti тип. Впоследствии, перидотиты Fe-Ti типа стали называть коровыми, в то время как перидотиты Mg-Cr типа относятся к типичным мантийным образованиям. Вслед за Д. Карсвеллом, породы с таким же необычным составом были найдены в террейне Даби-Сулу, восточный Китай [3] и Кокчетавском массиве, северный Казахстан [1 и ссылки в ней]. Китайские перидотиты были разделены на «перидотиты группы А» (мантийные) и «перидотиты группы Б» [3] («коровые»).

Если мантийные перидотиты представляют собой реститовую мантию и сохранили все геохимические признаки пород, имеющих мантийное происхождение, то коровые перидотиты происходят из доколлизионных ультрабазит-базитовых предшественников низких давлений, первоначально находившихся в земной коре, а затем при субдукции вместе с корой погруженных в мантию. До метаморфизма высоких/сверхвысоких давлений протолиты коровых перидотитов претерпели существенные химические изменения [1, 3].

Из-за нетипичного для ультрабазитов химического состава, редкой встречаемости и сложной геологической истории, коровые перидотиты являются уникальными образованиями. Поскольку минералы типичных мантийных перидотитов, отражая валовый состав пород, обладают высокой магнезиальностью, и, поскольку составы двух типов перидотитов существенно различаются, а слагающие их фазы – одни и те же (оливин, пироксены, гранат, шпинель), становится актуальным сравнить особенности составов минералов из коровых и мантийных перидотитов.

Получены результаты сравнения петрогенных составов оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и гранатов из коровых перидотитов северного Казахстана, западной Норвегии, восточного Китая и мантийных перидотитов западной Норвегии, восточного Китая, Индонезии и Европы (Западные и Центральные Альпы, Лигурийские перидотиты Италии, Бланский массив Чехии). Всего использовано анализов – из мантийных перидотитов: 120 анализов оливинов, 140 анализов ортопироксенов, 79 анализов гранатов и 96 анализов клинопироксенов; из коровых перидотитов: 63 анализа оливинов, 38 анализов ортопироксенов, 46 анализов гранатов, 22 анализа клинопироксена. Все перидотиты, за исключением перидотитов Кокчетавского массива,

представлены гранат-содержащими разновидностями. По Кокчетавскому массиву использованы собственные аналитические данные по гранатовым и шпинелевым перидотитам.

Исследованы содержания таких компонентов как FeO, MgO, MnO, CaO, TiO_2, Cr_2O_3, NiO. Для оливина из разных типов перидотитов наибольшие различия проявлены в концентрациях FeO, MgO и NiO. Оливины из коровых перидотитов высоко железистые – среднее значение составляет 0.21, – тогда как для «мантийных» оливинов средняя железистость равна 0.09. Точки составов «мантийных» оливинов на диаграмме Mg-Fe занимают компактное поле, в то время как «коровые» оливины обнаруживают значительный разброс составов. В оливинах мантийных перидотитов железистость колеблется в интервале 0.04-0.11 (одно значение 0.14, которое тяготеет к полю «коровых» оливинов), тогда как в оливинах коровых перидотитов максимальные значения железистости достигают 0.44 и не опускаются ниже 0.14. Такая высокая железистость весьма необычна для оливинов из пород ультраосновного состава. Кроме того, большинство оливинов из коровых перидотитов содержит необычно низкие концентрации NiO, как правило < 0.1 масс. % (среднее содержание 0.02 масс. %), тогда как оливины мантийных перидотитов содержат NiO в концентрациях почти всегда > 0.3 масс. % (среднее значение 0.38 масс. %). Единичные анализы китайских, норвежских и индонезийских «мантийных» оливинов характеризуются низкими концентрациями NiO – соответственно 0.17, 0.04 и 0.00 масс. %.

Ортопироксены из коровых перидотитов, также как и оливины, обладают более высокой железистостью, по сравнению с мантийными: средняя железистость первых 0.18, вторых – 0.09. Интервал железистости для «мантийных» ортопироксенов составляет 0.04.-0.11, редко до 0.14; для «коровых» 0.13-0.21, реже до 0.26 и 0.31. Ортопироксены из разных генетических типов существенно различаются концентрациями Cr_2O_3. Для «коровых» ортопироксенов характерны очень низкие содержания Cr_2O_3: от 0 до 0.06 масс. %, среднее содержание 0.01 масс. %. Большинство «мантийных» ортопироксенов обогащено Cr_2O_3: среднее содержание этого компонента в них составляет 0.31 масс. %, а максимальные содержания достигают 0.91 масс. %. Однако, некоторые «мантийные» ортопироксены имеют невысокие концентрации Cr_2O_3, сопоставимые с коровой выборкой ортопироксенов, особенно это характерно для ортопироксенов из мантийных перидотитов Китая. Наиболее высокие содержания Cr_2O_3 в ортопироксенах характерны для мантийных перидотитов Европы. Существенных различий по таким примесям, как MnO и TiO_2 для оливинов и ортопироксенов из разных генетических типов ультрабазитов нет – поля их составов в значительно мере перекрываются.

Если составы оливинов и ортопироксенов из мантийных и коровых ультрабазитов образуют практически самостоятельные поля (за исключением единичных точек) по железу, магнию и хрому, то поля составов клинопироксенов из разных типов частично перекрываются по этим компонентам. Средняя железистость «мантийных» клинопироксенов 0.07 при разбросе значений от 0.03 до 0.12, «коровых» – 0.12 при разбросе значений от 0.07 до 0.20. Наименьшей железистостью среди «коровых» клинопироксенов характеризуются кокчетавские (железистость 0.07-0.08), на диаграмме Mg–Fe точки их составов расположены полностью в поле мантийных клинопироксенов. Наибольшей железистостью среди «коровых» характеризуются китайские клинопироксены (0.19 – 0.20), однако, они обладают достаточно высокими концентрациями Cr_2O_3 (0.43-0.90 масс. %), сравнимыми с концентрациями Cr_2O_3 в «мантийных» клинопироксенах (0.19-2.28 масс. %, среднее для всей выборки 1.14 масс. %). Клинопироксены из коровых перидотитов Кокчетавского массива и Западного гнейсового региона Норвегии характеризуются практически полным отсутствием хрома – 0 масс. %, редко до нескольких сотых (т.е. меньше предела обнаружения микрозонда). Среднее значение Cr_2O_3 для всей выборки «коровых» клинопироксенов составляет 0.17, что, вобщем-то, гораздо ниже среднего значения для мантийных клинопироксенов. В отношении таких компонентов как MnO и TiO_2 интересно, что клинопироксены из мантийных перидотитов (Mg-Cr тип) по таким характеристикам как

максимальное и среднее значения содержат больше как марганца, так и титана, чем клинопироксены из коровых перидотитов (Fe-Ti тип). Для «коровых» клинопироксенов содержание MnO варьирует в пределах 0.01-0.23 масс. % (среднее 0.05 масс. %), для мантийных – 0.00-0.33 масс. % (среднее 0.07 масс. %). Содержание TiO_2 в «коровых» клинопироксенов 0.01 – 0.11 масс. % (среднее 0.05 масс. %), в «мантийных» – 0.00-0.97 масс. % (среднее 0.21 масс. %).

Гранаты «коровых» перидотитов гораздо более железистые и содержат намного меньше хрома по сравнению с «мантийными» гранатами. Гранаты разных типов по концентрации железа и магния занимают практически самостоятельные поля, за исключением двух точек норвежских «мантийных» гранатов, которые тяготеют к коровым» составам. Железистость «коровых» гранатов изменяется в интервале 0.29-0.57 (среднее значение 0.37), мантийных – 0.12-0.33 (среднее значение 0.21). Содержание Cr_2O_3 в «коровых» гранатах 0.00-1.33 масс. % (среднее значение 0.12 масс. %), в «мантийных» – 0.34-4.84 масс. % (среднее значение 2.14 масс. %). Так же как и для клинопироксенов, содержание Cr_2O_3 в гранатах из коровых перидотитов Китая существенно выше, чем в гранатах из коровых перидотитов Кокчетава и Норвегии и перекрывается с составами «мантийных» гранатов. Если содержания Cr_2O_3 в кокчетавских и норвежских «коровых» гранатах, как правило, равны 0.00 масс. % (т.е. гранаты из этих коровых перидотитов пустые в отношении хрома!!!), то в китайских «коровых» гранатах они составляют 0.32-1.33 масс. %. Содержания марганца и кальция в гранатах разных типов перекрываются практически полностью. Содержание MnO в «коровых» гранатах 0.15-0.90 масс. % (среднее 0.36 масс. %), в «мантийных» – 0.01-0.87 масс. % (среднее 0.47 масс. %). Содержание CaO в «коровых» – 2.67-6.78 масс. % (среднее 4.78 масс. %), в «мантийных» – 3.51-6.40 масс. % (среднее 4.74 масс. %). Вероятно, эти элементы отражают в первую очередь P-T условия образования перидотитов, а не валовый состав пород.

Результаты сравнения показали, что коровые перидотиты Кокчетавского массива в северном Казахстане, террейна Даби-Сулу в восточном Китае и Западного гнейсового региона Норвегии характеризуются необычно высокой железистостью минералов, а также весьма низкими концентрациями NiO в оливинах и Cr_2O_3 в пироксенах и гранатах, что не характерно для минералов из ультраосновных пород типичного мантийного происхождения. По содержанию FeO, MgO, Cr_2O_3 и NiO оливины, гранаты и пироксены отражают различия в валовом составе перидотитов из разных генетических типов. Поэтому выявленные особенности и различия в составах минералов из мантийных (Mg-Cr типа) и коровых (Fe-Ti типа) ультрабазитов могут быть использованы, наряду с химическим составом самих пород, для комплексной диагностики ультрабазитов в коллизионных зонах, касающейся генетической типизации пород и установления природы их протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00217) и Интеграционного проекта СО РАН № 2.

ЛИТЕРАТУРА

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 2. С. 99-119.

Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet-peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bulletin de Mineralogie,1983. V. 106. P. 727-750.

Zhang R.Y., Liou J.G. Dual origin of garnet peridotites of Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // Episodes, 1998. V. 21. P. 229-234.

Маастрихтский вулканизм Сихотэ-Алиня: геохимические свидетельства перестройки геодинамического режима региона на рубеже мезозоя – кайнозоя

Симаненко В.П., Попов В.К., Чащин А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159

Магматизм маастрихтского возраста в Сихотэ-Алинском регионе проявился в больших объемах в окраинно-континентальном Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (ВСАВП), где представлен кальдерными комплексами и очаговыми структурами, сложенными эффузивами от умеренно-кислого до основного состава, известных как самаргинская и сияновская и свиты. За пределами пояса маастрихтские вулканизм проявился в сдвиговых зонах Центрального Сихотэ-Алинского (ЦСАР) и Алчанского разломов. В зоне ЦСАР вулканиты сложены главным образом экструзивными фациями пород от риолитов до андезибазальтов в сосаве самаргинской, а в Алчанском бассейне – северянской свиты.

До недавнего времени маастрихтские магматические образования региона считались субдукционными, формировавшимися на заключительном этапе развития ВСАВП. Однако полученные в последние годы геологические данные показали, что тектоническая перестройка Азиатско-Тихоокеанской окраины, с инверсией режима субдукции на режим относительного скольжения литосферных плит, началась не в начале кайнозоя, а много раньше – в конце позднего мела [6]. Изменение геодинамической обстановки привело к смене магматических источников, характера вулканизма, и отразилось в химическом составе магматических продуктов. Однако, изучение пород самаргинской свиты северного звена ВСАВП [2] показало, что по геохимическим особенностям они относятся к надсубдукционному типу и не проявляют признаков магм других геодинамических обстановок. Авторы предположили, что источником первичных магм маастрихтских вулканитов, также как и более ранних турон–кампанских, являлся метасоматизированный надсубдукционный клин, а андезитовые магмы являются гибридными, образованными в результате взаимодействия глубинных магматических расплавов с вмещающими породами мантийного клина [2].

Мы изучили состав маастрихтских вулканических пород ВСАВП на примере одного из вулканов в бассейне р. Светлой на севере Приморья и вулкана Солонцовский в окрестностях г. Дальнегорска, а также экструзивные андезиты и андезибазальты вблизи поселка Шумный (ЦСАР) и породы северянской свиты в Алчанском сдвиговом бассейне [5].

В ВСАВП разрезы маастрихтских вулканитов сложены продуктами извержений вначале риолитовых, а позднее андезитовых и андезибазальтовых магм. Маастрихтский возраст пород обоснован флористическими данным [3]. Риолиты нижней части свиты имеют U-Pb возраст 69.4±05 млн. лет [4], а комагматичные андезитам диориты Солонцовского вулкана – 60.45 ±0.65 млн. лет [1]. Приразломные грабены и депрессии зоны ЦСАР выполнены экструзиями, переходящими в покровы, субвулканическими интрузиями и дайками риолит-андезибазальтового состава, прорывающими туфогенно-осадочные слои с маастрихтской флорой. Северянская свита сложена потоками андезитов, андезибазальтов и базальтов с горизонтами туфов, с маастрихтской флорой. K-Ar возраст андезитов 67.5±1.5 млн. лет.

По петрохимическим признакам породы ВСАВП являются типичными представителями вулканитов активных континентальных окраин. Им свойственны обогащенность крупноионными литофильными элементами (Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U), деплетированность в части высокозарядных некогерентных (Nb, Ta, Zr и Hf) и транзитных (Ni, Co, Cr) элементов. На диаграммах распределения редкоземельных элементов наблюдаются тренды с отрицательным наклоном и слабо выраженный Eu минимум. Отношение $(La/Yb)_n$ = (6-12). На диаграммах распределения несовме-

стимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии, для спектров характерны минимумы по Ba, U, Nb, Ta, Hf, Ti и максимумы по Rb, Th, La, Sr, Gd. Породы имеют низкие величины отношения Ti/V, что свидетельствует о высокой фугитивности кислорода, свойственной областям магмогенерации с субдукционной геодинамикой. На диаграммах распределения микроэлементов и их отношений (Nb/La–Ba/La, Ba/La–$(Yb/La)_n$, Ba/La–La/Yb, Ti–Zr, Sr/Y–Y и др.) они располагаются в полях островодужных андезитов. Положение точек состава пород на диаграмме La/Sm–Sm/Yb свидетельствует о существенной роли пироксена в магматическом источнике. Вулканические породы ВСАВП имеют аномально низкие и отрицательные величины $\delta^{18}O$. В них проявлена прямая корреляция $\delta^{18}O$ с содержаниями SiO_2 и K_2O и отрицательная – с содержанием H_2O. На диаграмме $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ составы пород располагаются ниже линии тренда «мантийной контаминации» в поле влияния атмосферной воды и образуют тренд, параллельный тренду контаминации термальными водами атмосферного происхождения, осуществляемый в магматических камерах и подводящих каналах. Отношение изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в андезитах значительно варьирует (0.704115-0.707507), при содержании Sr 360-560 мг/кг. На диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$–1000/Sr, используемой для исследования изотопно-геохимической неоднородности источников магматических расплавов, точки составов указывают или на варьирующие содержания радиогенного ^{87}Sr в источнике, или на плавление источника с варьирующими Rb/Sr отношениями. Высокие $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ отношение в образце с ксенолитами габбро указывают на коровую контаминацию магм. Антидромная последовательность извержений и заметное снижение величины $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в поздних продуктах вулканизма связаны, видимо, с увеличением степени частичного плавления субстрата. Изотопные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в находятся в интервале значений 0.512728-0.512755, εNd (1.6-2.28). На диаграмме отношений изотопов неодима и стронция андезиты располагаются в области обогащенных источников. Ранние кислые андезиты располагаются вблизи обогащенного мантийного компонента EMII (OIB). Поздние андезиты располагаются вблизи линии смешения мантийных компонентов DMM и EMI (OIB). Это также может свидетельствовать об увеличении степени частичного плавления и углублению очага магмообразования из области верхней коры к границе коры и мантии. Изотопные отношения свинца в породах меняются слабо. Их составы ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.323-18.330; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = = 15.521-15.553; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.258-38.339, Δ7/4-4.3-6.8; Δ8/4-47.8-53.5 Δ7/4) на диаграммах располагаются выше линии средних составов океанических базальтов северного полушария (NHRL) в поле составов вулканитов юго-западной Японии [7].

Вулканиты зоны ЦСАР отличаются от пород ВСАВП повышенной калиевостью, умеренной и высокой магнезиальностью, высоким содержаниями титана (> 1.5 масс. %) и фосфора (0.61-0.71 масс. %) и представлены трахиандезитами и трахибазальтами. Сохраняя основные характеристики надсубдукционных магматических пород они имеют, в сравнении с ними, повышенные концентрациями легких REE, высокозарядных и транзитных элементов. Такие индикаторные отношения как Nb/Ta, La/Yb в них много выше, а Th/La, Ba/ La ниже, чем в островодужных. Соотношение La/Sm–Sm/Yb свидетельствует о существенной роли амфибола в плавящимся субстрате, а высокое $(La/Yb)_n$ отношение, при низком Ba/La, – о существенном вкладе в образование внутриплитной компоненты. Они также характеризуются низкими и отрицательными значения $\delta^{18}O$, что объяснимо облегченной циркуляцией атмосферных вод в зоне разлома и изотопным обменом вода-порода. Начальные отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в них колеблется от 0.705436 до 0.705600, при вариациях 1000/Sr от 0.96 до 1.8. Положение точек на диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$–1000/Sr указывает на вовлечение в плавление компонента континентальной коры и на отсутствие изотопного фракционирования стронция или смешения фаз с разным изотопным составом. Слабое увеличение значений изотопного состава Sr сопровождается значительным снижением отношений изотопов неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512663-0.512259).

Породы северянской свиты имеют повышенную глиноземистость, щелочность, магнезиали-

ность и высокие содержания P_2O_5 и относятся к высококалиевой известково-щелочной серии. По соотношению TiO_2–K_2O они деляются на две группы: первую образуют андезиты и андезидациты с содержанием K_2O = 3.5-4 и TiO_2 > 1 масс. %, вторую – андезибазальты и базальты с содержанием K_2O = 3-3.5 и TiO_2 = 1-1.6 масс. %. В пределах групп увеличение содержаний калия сопровождается увеличением концентраций титана. Содержания переходных микроэлементов в них повышенные и отличаются значительной вариабельностью. Тренды распределения этих, а также ряда несовместимых элементов (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, REE) согласуются с магнезиальностью пород. Распределение редкоземельных элементов более фракционированное (La_n/Yb_n = = 13-22, La_n/Sm_n = 2-5), чем в породах ВСАВП. Дациты свиты по сравнению с андезитами и андезибазальтами богаче легкими REE. На графиках, нормированных к примитивной мантии, проявлены глубокие минимумы Ta и Nb и максимумы Sr, свойственные продуктам надсубдукционного магматизма, а также высокие максимумы свинца, свойственные базальтам континентальных рифтов. Отношение Zr/Nb (5.5-17) в них близкое к внутриплитным базальтам, а величины многих индикаторных отношений (La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Ba/La, Th/Rb, Rb/Nb и др,) значительно выше, чем в примитивной мантии, NMORB и OIB. На диаграммах Ba/La–$(La/Yb)_n$ точки состава пород располагаются в области плавления внутриплитного источника, а на диаграммах Sr/Y–Y, $(La/Yb)_n$–Yb_n – в поле адакитовых расплавов. La/Sm и Sm/Yb отношения указывают на существенную роль в плавящемся субстрате амфибола, а $(Ce/Yb)_n$-$Yb)_n$ – на присутствие в источнике до 4% граната. Приведенные данные указывают на признаки смешения магм из разных источников. Породы свиты имеют высокие значения $\delta^{18}O$ (5.9-9.1‰) и на диаграмме $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ располагаются вдоль линии «мантийной контаминации». Отношения изотопов стронция указывает на смешение мантийного компонента с компонента коры, варьирующим и по изотопному составу стронция, и по 1000/Sr отношению. Андезиты зоны Центрального разлома и северянской свиты на диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ обособлены от вулканитов ВСАВП и образуют рой точек в центре треугольника DM-EMI-EMII.

Полученные данные свидетельствуют о пространственной смене с востока на запад геохимического состава маастрихтских андезитов. Эти различия связаны, вероятно, не с поперечной зональностью, свойственной окраинно-континентальным поясам, а с неодновременным началом перестройки геотектонического режима на территории Сихотэ-Алиня. Снижение в маастрихте скорости и вектора движения Тихоокеанской плиты [8] привело к проявлению во фронтальной части субдуцирующего слэба вращательного момента, увеличению угла наклона слэба, образованию режима растяжения и активизации ранее существовавших глубинных сдвиговых зон. На участках синдвигового растяжения происходило утонение океанической плиты с последующим ее разрывом и образованием литосферных окон (slab-window), через которые горячая океаническая астеносфера воздействовала как на мантийный клин, так и на низы континентальной коры. В это же время в пределах ВСАВП продолжали формироваться магмы с надсубдукционными геохимическими характеристиками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb датирование экструзивно-иинтрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Доклады РАН, 2008. Т. 419. № 1. С. 81-85.

2. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология, 2007. Т. 15. № 3. С. 295-316.

3. Олейников А.В., Неволина С.И. Стратиграфия самаргинской свиты Приморья // Тихоокеанская геология, 1985. № 4. С. 75-83.

4. Сахно В.Г., Акинин В.В. Первые данные U-Pb датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Доклады РАН, 2008. 418. № 2. С. 226-231.

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

6. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловые и палеогеновые трансформные континентальные окраины (Калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997.

С. 240-243.

7. Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P., Cousens B., Bellon H. Cretaceous to Cenozoic volcanism in south Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // From Smellie. J, L.(ed.). 1995. Volcanism. Associated with Extension at Cansuming Plate Margins. Geological Society Special Publication. N. 81. P. 169-191.

8. Engebredson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. Gejljgical Sociaty of America, Special Paper. 1985. V. 208. P. 1-59.

Позднемезозойский магматизм северной окраины Амурского супертеррейна: возрастные уровни, источники, геодинамическая интерпретация

Сорокин А.А.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В пределах восточной окраины Азиатского континента широко распространены поля мезозойских вулканических и плутонических пород, которые формировались в различных геодинамических обстановках. Одной из структур, для которой характерно интенсивное проявление мезозойского магматизма, является Амурский супертеррейн, представляющий собой гетерогенное сооружение, состоящее из более мелких террейнов или блоков (Керулен-Аргунского, Мамынского, Бурея-Цзямусы-Ханкайского и др.), которые были объединены в единый сегмент континентальной коры в конце позднего палеозоя или раннем мезозое [2].

Общепринятого варианта районирования ареалов проявления мезозойского магматизма Амурского супертеррейна на сегодняшний день не существует. Большинство исследователей выделяют Большехинганский, Умлекано-Огоджинский и Хингано-Охотский вулкано-плутонические пояса. Кроме того, значительные объемы вулканических пород участвуют в выполнении Амуро-Зейской и Среднеамурской впадин. Следует отметить, что существует точка зрения, согласно которой Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс является продолжением Большехинганского, которые совместно образуют единый Восточно-Азиатский «вулканогенно-плутогенный» мегааареал [1, 3].

Результаты проведенных в последние годы исследований [4-6 и др.], могут свидетельствовать о том, что субширотного Умлекано-Огоджинского пояса, занимающего дискордантное положение по отношению к Большехинганскому и Хингано-Охотскому поясам – крупнейшим вулкано-плутоническим структурам Азии, не существует. Не исключено, что различные его части являются фрагментами вышеуказанных субмеридиональных вулкано-плутонических поясов, конформных тихоокеанской окраине. При этом, общая дискретность проявления позднемезозойской активности, в целом, согласуется с таковой, предложенной для в восточной и юго-восточной Азии [7].

В данном сообщении обсуждается вопросы возможных источников вещества, участвующих в формировании позднемезозойского магматизма Приамурья. Результаты выполненных Rb-Sr, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о том, что изученные магматические породы характеризуются широким разбросом изотопно-геохимических параметров ($\varepsilon_{Nd}(T)$, $T_{Nd}(DM)$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$), что может указывать на изотопную неоднородность их источников.

Самыми ранними из позднемеловых магматических образований Амурского супертеррейна (и наиболее удаленными от тихоокеанской окраины) являются гранитоиды верхнеамурского и буриндинского комплексов (140-127 млн. лет). Они характеризуются наиболее древними значениями модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ = 1.2-1.0 млрд. лет ($T_{Nd}(DM\text{-}2st)$ = 1.3-1.2 млрд. лет), низкими величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -2.1 ... -4.6, высокими начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ - 0.7063 – 0.7075 (рис. 1). По этим параметрам к ним близки андезиты талданского комплекса (127-123 млн. лет): $T_{Nd}(DM)$ = 1.2-1.1 млрд. лет, ε_{Nd} (T) = -3.2 ... -3.8, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0.7070 – 0.7074.

Следующая возрастная группа магматических образований (119-115 млн. лет) представлена вулканитами бимодального галькинского комплекса и ассоциирующими с ними гранитоидами. Риолиты, лейкограниты, гранодиориты этого возрастного уровня по своим изотопно-

геохимическим характеристиками (T_{Nd}(DM) = 1.3 – 1.0 млрд. лет, T_{Nd}(DM-2st) = 1.3 – 0.9 млрд. лет, δ_{Nd}(T) = - 4.1...- 2.4, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0.7063 – 0.7080) практически не отличаются от рассмотренных выше гранитоидов (140-127 млн. лет) (рис. 1). Трахиандезибазальты бимодального комплекса отличаются более «ювенильным» изотопным составом Nd и Sr: T_{Nd}(DM) = 0.8 – 0.9 млрд. лет, ε_{Nd}(T) = - 1.0 - 0.6, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0.7054 – 0.7060. Фигуративные точки их составов на диаграмме ε_{Nd}(T) – $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ (рис. 1) образуют линейную зависимость в пределах тренда корреляции составов мантийных источников (mantle array).

Андезибазальты, андезиты бурундинского и унериканского комплексов имеют еще более молодой возраст (108-102 млн. лет) и в большей степени приближены к тихоокеанской окраине Азии. По сравнению с андезитами, трахиандезибазальтами талданского и галькинского вулканических комплексов, они характеризуются близкими с ними изотопными составами Nd (T_{Nd}(DM) = = T_{Nd}(DM-2st) = 0.9 – 1.1 млрд. лет, ε_{Nd}(T) = - 2.1... 0.2), но более высокими начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ = 0.7062 – 0.7070 (рис. 1).

На диаграмме ε_{Nd}(T) – возраст (рис. 2) точки изотопных составов наиболее ранних гранитоидов (140-127 млн. лет) и андезитов (127-123 млн. лет) относительно удаленных от континентальной окраины, находятся в пределах или выше поля эволюции изотопного состава Nd раннемезозойских гранитоидов Амурского супертеррейна, в первом приближении отражающего средний состав его континентальной коры и соответствующего полю эволюции континентальной коры дорифейской изотопной провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса. Исходя из изотопных особенностей рассматриваемых гранитоидов и вулканитов, есть все основания полагать, что основными источниками исходных для них расплавов послужили породы континентальной коры указанного супертеррейна с добавкой ювенильного материала.

Изотопно-геохимические особенности вулканитов бимодального галькинского комплекса и ассоциирующих с ними гранитоидов с возрастом 119-115 млн. лет свидетельствуют о том, что среди вероятных для них источников доминировали породы континентальной коры, наиболее распространенный мантийный источник (PREMA) и обогащенный мантийный источник EM-II (рис. 1).

Наиболее близкими к PREMA являются составы андезибазальтов с возрастом 118-117 млн. лет [4], участвующих в выполнении Амуро-Зейской впадины. Аналогичные источники, по-видимому, доминировали в образовании вулканических пород с возрастом 108-102 млн. лет, пространственно приближенных к континентальной окраине Азии, но с более ярко выраженным влиянием ис-

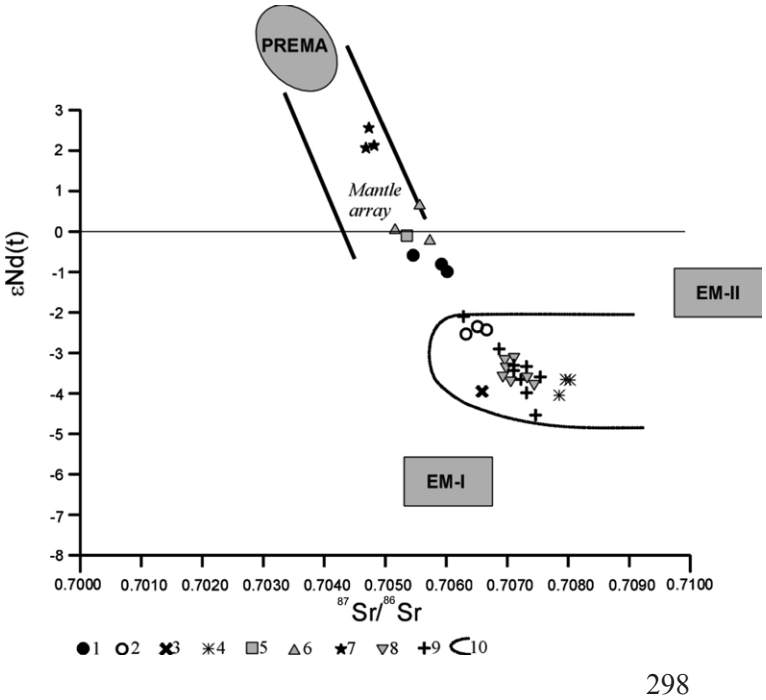

Рис. 1. Диаграмма ε_{Nd}(t) – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (I^{Sr}_0) для позднемезозойских магматических пород северной окраины Амурского супертеррейна. 1-2 – породы Галькинского вулканического поля: 1 – трахиандезибазальты, 2 – риолиты; 3 – гранодиориты Талалинского массива; 4 – граниты Джиктандинского массива; 5 – андезибазальты Корсаковского вулканического поля; 6 – андезибазальты Умлеканского вулканического поля; 7 – андезибазальты выполнения Амуро-Зейской впадины; 8 – андезиты Талданского вулканического поля; 9 – гранитоиды Игакского массива; 10 – поле составов раннемезозойских гранитоидов.

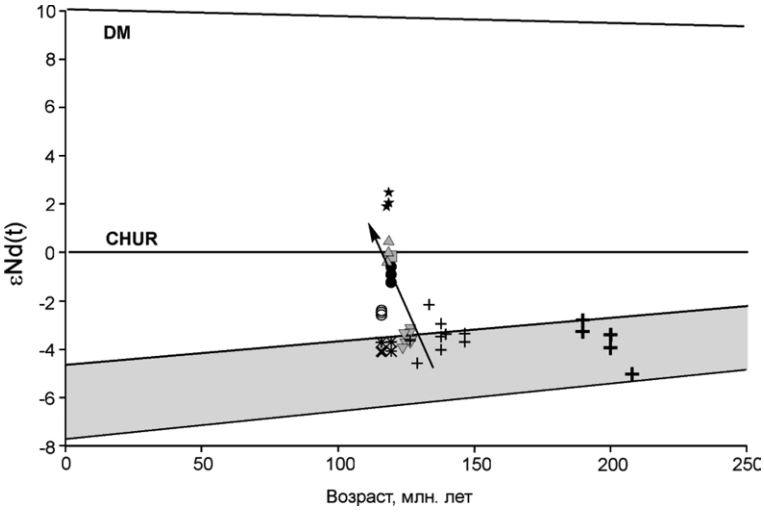

Рис. 2. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(t)$ – возраст для для позднемезозойских магматических пород северной окраины Амурского супертеррейна. Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd континентальной коры региона, стрелкой – тренд эволюции изотопного состава Nd позднемезозойских пород.

точника EM-II.

Таким образом, формирование позднемезозойских магматических пород северной окраины Амурского супертеррейна происходило при участии двух групп источников расплавов: коровых и мантийных. Коровый источник, по своему составу отвечающий дорифейской изотопной провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса, внес определяющий вклад в формирование гранитоидов с возрастом 140-127 млн. лет, а так же андезитов с возрастом 127-123 млн. лет, наиболее удаленных от тихоокеанской окраины. Участие мантийных источников предполагается в формировании более поздних вулканических образований с возрастом моложе ~ 120 млн. лет, относительно приближенных к тихоокеанской окраине. Среди этих источников наиболее уверенно диагностируются источники типа EM-II и PREMA.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 09-05-00728, 08-05-00643) и Президиума ДВО РАН (проекты №№ 09-I-ОНЗ-09, 09-II-СО-08-007).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

3. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1655-1669.

4. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Котов А.Б., Мельникова О.В. Базальтовые андезиты аптского возраста Амуро-Зейской депрессии: первые геохимические и $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические данные // Доклады Академии наук, 2008. Т. 421. № 4. С. 525-529.

5. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Мельникова О.В. Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний восток): $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические и геохимические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. Т. 17. № 6. С. 90-104.

6. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 4. С. 473-485.

7. Wang F., Zhou X-H., Zhang L-C., Ying J-F., Zhang Y-T., Wu F-Y., Zhu R-X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // Earth and Planetary Science Letters, 2006. V. 251. P. 179-198.

Геохимия процессов гранитизации и магматического замещения базитовых роговиков контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, itararin@mail.ru

На окраине Азиатского континента от Чукотки на севере до п-ова Малакка на юге протягивается система разновозрастных вулканических поясов. Позднемезозойская и кайнозойская эпохи развития надсубдукционного магматизма этого региона были наиболее продуктивными, обусловив формирование Катазиатского вулкано-плутонического пояса. Но к началу кайнозоя геодинамическая обстановка в пределах континентальной окраины резко изменилась. Смещение зон субдукций к океану, аккреция различных по геодинамическому типу террейнов на континентальной окраине и начало коллизионных процессов привели к смене конвергентного режима и установлению режима трансформной окраины [9], сопровождаемого растяжением с образованием раздвигов, рифтов, грабенов и сбросов и формированием ореолов преимущественно внутриплитного геохимического типа [7].

Высокотемпературные гранулитоподобные метаморфические породы, обнаруженные в контактовом ореоле Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Восточной Камчатки, обусловили длительную дискуссию об их происхождении [1, 2, 5, 6, 8]. Петрологические и геохимические исследования свидетельствуют о контактово-реакционной природе этих образований и их формировании при процессах ороговикования, метасоматоза и магматического замещения исходных базитовых вулканитов с прослоями терригенных пород вахталкинской толщи ганальской серии в контактовом ореоле Юрчикского интрузива – факолитообразного тела длиной около 22 км и мощностью около 1500 м (в северной части интрузива). Интрузив сложен ранними габбро-норитами и поздними лерцолитами, верлитами, троктолитами и габброидами. В краевых зонах массива ранние габбро-нориты гнейсированы, катаклазированы и превращены в габбро-амфиболиты в результате регионального метаморфизма амфиболитовой фации, охватившего также роговики ореола и отложения ганальской серии. По данным Sm-Nd и U-Pb SHRIMP изотопии [5] внедрение габбро-норитов и формирование роговикового ореола датируется эоценом (34.9±0.8 млн. лет), а становление поздних габброидов по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb SHIMP определений – началом миоцена.

Вахталкинская толща (мощностью 800-900 м), залегающая в основании ганальской серии, сложена метаморфизованными базитовыми вулканитами – амфиболитами, амфиболовыми и клинопироксен-амфиболовыми сланцами, содержащими разбудинированные прослои гранат-биотитовых плагиогнейсов, дацитовых метавулканитов, кварцитов и реже мраморов. Базитовые вулканиты во внутренних частях контактового ореола превращены в мелкозернистые амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые роговики. Максимальная температура контактового метаморфизма достигала 700-800° С, а давление – 3.2-4.8.10^8 Па. В локальных участках ореола базитовые роговики подверглись метасоматическим преобразованиям, обусловившим формирование парагенезисов ортопироксена (X_{Mg} = 0.58-0.63) с плагиоклазом An_{45} и переменным количеством биотита, апатита и Fe-Ti-оксидов. Усиление метасоматических процессов обусловливает интенсивную дебазификацию роговиков и их локальное магматическое замещение, выражающееся в развитии маломощноых лейкократовых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых±гранат мигматитовых прожилков и обособлений, характеризующихся гипидиоморфнозернистой магматической структурой и крупными (до 1-2 и более миллиметров) кристаллами минералов. Образование в метасоматитах биотит-ортопироксен-плагиоклазовых±гранат лейкократовых прожилков и обособлений, аналогичных лейкосоме типичных мигматитов,

свидетельствует о локальном плавлении (магматическом замещении) исходных роговиков, предварительно измененных метасоматическими процессами. Особенностью мигматитовых прожилков является резко повышенное содержание в них апатита, свидетельствующего о высокой концентрации летучих компонентов (воды, фосфора, хлора, фтора) в метаморфизующих флюидах.

Сравнение химического состава основных вулканитов вахталкинской толщи и продуктов их преобразования в контактовом ореоле свидетельствует, что процессы метасоматоза и магматического замещения отвечают кремниево-щелочному метасоматозу (гранитизации), при котором в исходные породы происходит последовательный, но неравномерный привнос SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос Fe, Mg, Mn, Ca и некоторых рассеянных компонентов – Cr, Co, Ti, Y, S, обусловливая интенсивную дебазификацию исходных образований. Сравнение содержаний РЗЭ в амфиболитах и основных кристаллических сланцах, их ороговикованных разностях и метасоматитах свидетельствует, что при процессах ороговикования, метасоматического преобразования и магматического замещения исходных вулканитов содержание легких РЗЭ значительно возрастает, а концентрация тяжелых РЗЭ несколько снижается (рис. 1). Изучение изотопных отношений стронция и неодима в породах ореола (рис. 2) показало, что исходные основные вулканиты вахталкинской толщи близки по изотопным характеристикам толеитовым базальтам Тихого океана и меньше островодужным толеитам. Процессы метасоматического изменения исходных вулканитов и их орговикованных разностей приводят к снижению изотопных отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и увеличению изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, примерно параллельно мантийному тренду.

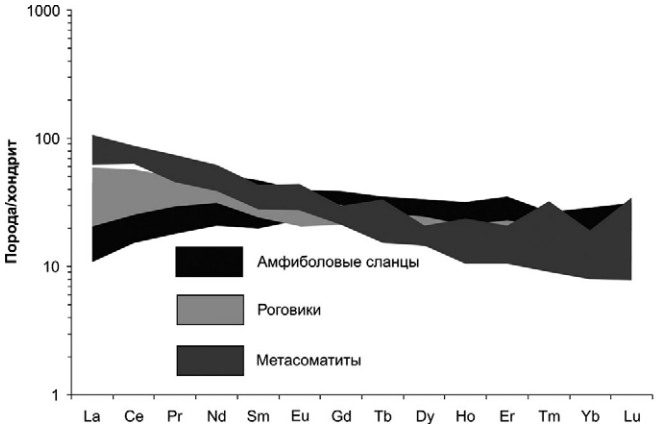

Рис. 1. Нормированные по хондриту [10] содержания РЗЭ в амфиболовых сланцах, роговиках и метасоматитах контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки.

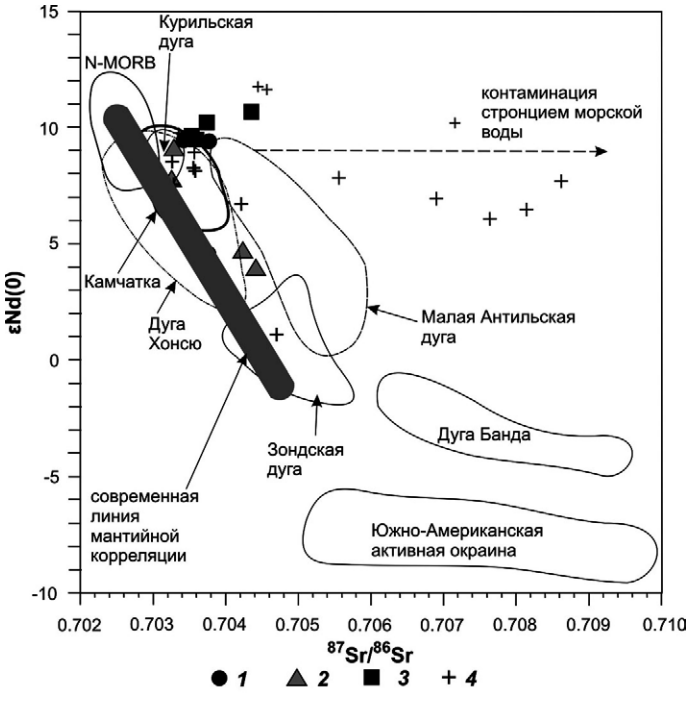

Рис. 2. Изотопная Sr–Nd систематика метаморфических и метасоматических пород контактового ореола Юрчикского габбро-норитового интрузива Ганальского хребта Камчатки.

1 – амфиболиты и амфиболовые сланцы вахталкинской толщи, 2 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты, 3 – амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые роговики, 4 – метаморфические породы Хавывенской возвышенности.

Таким образом, исследование измененных пород вахталкинской толщи в контактовом ореоле Юрчикского интрузива свидетельствует, что их преобразование обусловлено процессами высокотемпературного ороговикования, сопровождавшегося метасоматическим изменением роговиков и их локальным магматическим

замещением. Все эти процессы происходили практически одновременно, тесно связаны между собой в пространстве и во времени, определяясь интенсивностью воздействия на исходные породы фильтрующихся высокоминерализованных флюидов.

Возможность гранитизации основных пород под воздействием высокоминерализованных глубинных флюидов с образованием гранитоидов была теоретически показана Д.С. Коржинским [4] и подтверждена экспериментальными исследованиями [3]. Согласно этим представлениям, гранитизация обусловлена магматическим замещением исходных пород под воздействием сильноминерализованных щелочно-кремнекислых трансмагматических флюидов подкорового происхождения, способствующих дебазификации и «осветлению» пород, идущих параллельно с нарастающим плавлением (формированием теневых и полосчатых мигматитов). Поднимаясь в верхние горизонты земной коры, мантийные флюиды обусловливают метасоматические изменения и неизохимическое парциальное плавление корового субстрата, вызывая его гранитизацию.

Проведенные исследования свидетельствуют, что высокий тепловой прогрев корового субстрата характерны для северной части контактового ореола Юрчикского интрузива, что определило развитие здесь интенсивных процессов орговикования, метасоматического преобразования и магматического замещения (гранитизации) исходных базитовых вулканитов и переслаивающихся с ними осадочных пород. Предполагается, что эти метаморфические процессы и магматическое замещение происходили под влиянием высокоминерализованных мантийных флюидов, фильтрующихся по магматическому каналу, по которому осуществлялся подъем габброидного расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Дальневосточного отделения Российской академии наук (грант 09-III-A-08-409).

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.А. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского хребта Камчатки // ДАН СССР, 1991. Т. 318. № 4. С. 930-936.

2. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.

3. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Экспериментальное исследование возможности гранитизации под воздействием глубинных флюидов // ДАН СССР, 1990. Т. 311. № 2. С. 462-465.

4. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952. № 2. С. 56-69.

5. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В и др. Кайнозойские гранулиты Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // ДАН, 2003. Т. 393. № 3. С. 371-375.

6. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // ДАН СССР, 1977. Т. 234. № 3. С. 677-680.

7. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 537).

8. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габбронoритов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика, 1978. № 8. С. 45-51.

9. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке Азии // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонич. совещания М.: ГЕОС, 2000. С. 544-547.

10. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. N. 3-4. P. 223-253.

Надсубдукционный интрузивный магматизм северо-востока Верхояно-Колымских мезозоид

Трунилина В.А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
г. Якутск, пр-т Ленина, 39

Вдоль границ Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины Сибири с оксфордского до конца волжского времени преимущественно в субаквальной обстановке, происходили вулканические излияния со сменой существенно базальтовых вулканитов лавами пестрого и далее – кислого состава, сформировавшие Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (УЯВП). Rb-Sr изохронные датировки эффузивов варьируют от 162 до 155 млн. лет. Магматическая деятельность связана с зоной субдукции. По мнению Л.М. Парфенова, зона субдукции была наклонена под Колымо-Омолонский микроконтинент, но в настоящее время превалирует мнение об ее наклоне под континентальную окраину, что подтверждается установленной латеральной зональностью с увеличением с востока на запад концентраций K, Ba, Li, Rb и LREE в одновозрастных вулканитах близкого состава. Петрологические особенности вулканитов позволили сделать вывод о формировании их в обстановке энсиалической островной дуги с зарождением магматических очагов в мантийных субстратах с дальнейшим вовлечением в плавление пород кристаллической коры протерозойского возраста [4].

В пределах всех вулканогенных полей УЯВП развиты небольшие массивы габбро-тоналит-гранодиоритового, а в прилегающей части Верхоянской окраины – тоналит-гранодиорит-плагиогранитного состава. Изотопный (Rb-Sr и Ar-Ar) возраст пород – 161-153 млн. лет. Массивы имеют как однофазное, монофациальное, так и зональное строение. Полнодифференцированные массивы более характерны для тоналит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциации. По вариациям петрографического состава, часто зональному строению массивов, ведущей роли амфибола среди темноцветных минералов, низкой суммарной щелочности и повышенной натровости и глиноземистости пород те и другие сопоставимы с надсубдукционными гранитоидами М-типа, индикаторными для поздних стадий эволюции развитых дуг и ранних этапов коллизии [3]. В то же время между породами этих двух ассоциаций существуют и значимые различия.

В составе первой ассоциации преобладают основные и/или средние породы, тогда как гранодиориты и плагиограниты развиты незначительно или отсутствуют. С запада на восток, с продвижением от фронтальной к тыловым частям дуги, роль основных пород снижается. Для габброидов и диоритов характерны: зональный плагиоклаз (66–>40% *an*) с преобладанием лабрадора и ядрами битовнита (78-85% *an*); магнезиальный, нередко уралитизированный, клинопироксен (преимущественно диопсид-авгит с f = 21–25%), обычно со значимым содержанием жадеитового минала, что типично для пироксенов базальтоидов развитых дуг; низко- и умеренно-железистая роговая обманка или паргасит; умеренно железистый биотит, соответствующий по составу биотитам производных мантийно-коровых расплавов и (в диоритах и гранодиоритах) биотитам гранитоидов М-типа. И амфибол, и биотит обогащены хлором при низком содержании фтора, что также типично для интрузивных пород развитых островодужных систем. В габброидах, кроме того, присутствует магнезиальный оливин (f = 16-18%) с включениями или в срастании с хромшпинелидами или хромсодержащим магнетитом. Главные акцессорные минералы: высокотемпературный титаномагнетит; Cl-апатит, нередко обрамленный F-апатитом; пироп-альмандин (18-35% *py*), зональный циркон с широко варьирующими от «габбровых» до «гранитных» значениями ZrO_2/HfO_2. В кислых породах присутствуют также сфен, пирротин и пирит. В основных и средних породах установлены единичные зерна типичных для эклогитов и гранатовых амфиболитов чермакитовой роговой обманки и жедрита, корродированные клинопироксеном. Плагиограниты и гранодиориты представляют собой продукт внутрикамерной дифференциации. Они сложены неотчетливо зональным плагиоклазом (45->23% *an*), кварцем; промежуточным ортоклазом

ипозднемагматическимиамфиболомибиотитом.Изакцессориевустановленысфен,зональныйциркон с «габбровыми» и «диоритовыми» значениями ZrO_2/HfO_2; титаномагнетит; Cl- и F-апатиты.

Породы метаглиноземистые, магнезиальные, известковые. По петро- и геохимическим параметрам габброиды относятся к промежуточному между толеитами юных дуг и известково-щелочными андезибазальтами развитых дуг, диориты – к типу известково-щелочных андезитов развитых дуг, а плагиограниты – к промежуточному типу между гранитоидами толеитового и андезитового ряда. Распределение REE в габброидах слабо дифференцированное, с близкими к островодужным толеитам и толеитам СОХ содержаниями LREE, но при значительно меньших – HREE. Минимум Eu проявлен слабо или отсутствует. В процессе дальнейшей дифференциации, с переходом к диоритам и плагиогранитам возрастает роль LREE. На спайдер-диаграммах отчетливо выражены характерные для островодужных серий отрицательные аномалии Ti, Cr, Ni. Установлена геохимическая специализация на Au, наиболее ярко выраженная для полнодифференцированных массивов. Таким образом, по всем параметрам состава интрузивные породы ассоциации комагматичны вулканитам.

Наиболее приемлемой гипотезой происхождения пород рассматриваемого типа С.Р. Тейлор и С.М. Мак-Леннан [3] считают кристаллизационную дифференциацию низкокалиевой водонасыщенной базальтовой магмы. Петро- и геохимические параметры габброидов ассоциации соответствуют такой модели, тогда как при генерации более кислых ее членов несомненно присутствовало вовлечение в плавление нижних горизонтов кристаллической коры:

– по соотношениям La/Yb – Yb (1,7-3,2 – 7-12) и La/Yb_N – Yb_N габброиды относятся к производным расплавов, возникших из метасоматизированной лерцолитовой мантии [1, 6], а соотношения в них $(Ce/Yb)_N$ – Ce_N (0,9-5,6 – 9-30) указывают на последующую фракционную кристаллизацию этого расплава, обусловившую вариации их составов. Более кислые породы по тем же параметрам и основным петрохимическим характеристикам [7] представляют производные расплавов, сформированных при плавлении нижнекоровых гранатовых амфиболитов.

– вариации значений K/Rb – Rb (390-920 – 45-112) также соответствуют генерации расплавов в субстратах, представлявших мантийное (основные породы) и смесь корового и мантийного (более кислые) вещества [5].

– на диаграмме K–SiO_2 [6] точки составов основных пород ложатся в пределах базальтового тренда, а более кислых – занимают промежуточное положение между базальтовым и коровым трендами.

В составе тоналит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциации примыкающей части Верхоянской континентальной окраины основные породы распространены весьма ограниченно. Составы породообразующих минералов близки таковым пород первой ассоциации. Отличия заключаются в преимущественно андезиновом составе плагиоклаза, несколько большей (до 32%) железистости клинопироксена, отклонении составов амфиболов к эдениту. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит и титаномагнетит, ильменит и сфен, раннемагматический Cl-апатит и позднемагматический F-апатит. Акцессорный гранат имеет состав пироп-альмандина с содержанием *Py* 22–29%. Установлены единичные реститовые зерна амфибола высоких давлений (P = 16,5 кбар), крупные включения ксеногенного кварца в оторочке ортоамфибола или карбоната, ксенолиты дистен-флогопит-карбонатного и гранат-пироксен-кварцевого составов. В последних гранат содержит до 17% гроссулярового и до 22% пиропового миналов, что типично для гранатов метаморфических пород глубоких горизонтов коры: амфиболитов, гранулитов, коровых эклогитов. Установлена геохимическая специализация на Au, Bi, Ag.

От пород соответствующей кремнекислотности первой ассоциации рассматриваемые отличаются также повышенными концентрациями K, Ba, Sr, Rb, Li, LREE. Тренды распределения REE андезитового типа, с отсутствием Eu анамалии или со слабо выраженным максимумом Eu. По соотношениям La/Yb_N – Yb_N (6.5-33 – 3.8-7.9) и $(Ce/Yb)_N$ – Ce_N (4.8-6.4 – 40-52) и основных петро-

химических параметров все породы ассоциации относятся к производным расплавов, возникших в результате парциального плавления амфиболитов и гранатовых амфиболитов нижней коры [1, 5, 7]. Соотношения в них K/Rb – Rb (147-464 – 36-160) свидетельствуют о генерации расплавов в субстратах, представлявших смесь корового и мантийного материала и коровый материал. На диаграмме K–SiO_2 точки составов тоналитов – плагиогранитов ложатся в пределах корового тренда, с отклонением для наиболее основных составов к базальтовому тренду.

Совокупность этих данных вместе с постоянным присутствием в породах ассоциации реститовых минералов и их срастаний эклогитового и амфиболитового парагенезисов, позволяют предполагать генерацию материнских расплавов в процессе селективного плавления нижнекоровых метаморфических субстратов [3]. По мнению Г.Б. Ферштатера, источником тепловой энергии, необходимой для плавления, возможно, являлся продолжающийся базитовый магматизм, производные которого, как указано, присутствуют в ареалах развития ассоциации в виде мелких штоков и даек габброидов.

При рассмотрении в целом вариации петро- и геохимических особенностей всей совокупности выделенных надсубдукционных интрузивных образований устанавливается снижение роли основных пород с ростом глубин их магмогенерации, увеличение содержаний в породах равной кремнекислотности содержаний K, LREE, Li, Rb с продвижением от фронтальной к тыловым частям Уяндино-Ясачненской дуги и далее, что, по нашему мнению, еще раз подтверждает наклон зоны субдукции под Верхоянскую континентальную окраину.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Джан Б.-М., Чжан З.-К.** Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея, 1987. С. 250-284.
2. **Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб А.К., Тронева Н.В.** Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Доклады АН СССР, 1983. Т. 268. № 6. С. 1463-1466.
3. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
4. **Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.** Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология, 2004. № 4. С. 61-66.
5. **Ферштатер Г.Б.** Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987.
6. **Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.** Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition // Marine Geology, 1997. V. 142. P. 57-83.
7. **Maniar P.D., Piccoli P.M.** Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin, 1989. V. 101. P. 635-643.

Изотопно-геохимическая гетерогенность Западнокамчатско-Корякского вулканогенного пояса

Федоров П.И.[1], Коваленко Д.В.[2]

[1]Геологический институт РАН

119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, pi_fedorov@mail.ru

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, Dmitry@igem.ru

Эоцен-олигоценовые вулканические образования, формирующие ряд обособленных ареалов, протягиваются в северо-восточном направлении от западного побережья п-ова Камчатка через Корякское нагорье к Анадырской впадине, образуя вулканогенный пояс, выделяемый как Западнокамчатско-Корякский вулканогенный (ЗККВП) [5]. Пояс сегментирован из-за резкой проявленности поперечных разломов, однако единая структурная позиция вулканогенных пород, близкий возраст их проявления подтверждаются геологическими и геофизическими данными. Значительная протяженность ареалов ЗККВП и их наложенность на гетерогенные образования различных структурно-формационных комплексов, позволяют предположить различия в вещественном составе вулканитов как между отдельными ареалами, так и сегментами пояса (Запад-

нокамчатским, Центрально- и Северокорякским) и, соответственно, оценить условия формирования магм по латерали.

Магматические образования пояса с резким угловым несогласием перекрывают как сложно деформированные доэоценовые аккреционные комплексы, так и палеоцен-раннеэоценовые рифтогенные, часто пространственно наследуя в корякских сегментах поля распространения последних. Возраст пород пояса принимается как средне-позднеэоценовый для Западнокамчатского сегмента и позднеэоцен-олигоценовый для корякских сегментов [1, 4].

Магматические породы Западнокамчатского и Северокорякского сегментов ЗККВП образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов, а Центральнокорякского сегмента – от андезитобазальтов до игнимбритов риолитового состава и от диоритов до гранитов [2-3, 6]. По соотношению SiO_2, K_2O и FeO*/MgO породы Западнокамчатского сегмента относятся к умереннокалиевой известково-щелочной серии, за исключением вулканитов г. Черная и мыса Хайрюзова, составы которых более калиевые. Магматические породы Центральнокорякского сегмента также в основном отнесены к умереннокалиевой известково-щелочной серии, за исключением части высококалиевых дацитов, тогда как вулканиты Северокорякского сегмента принадлежат преимущественно низкокалиевой известково-щелочной серии.

Распределение редких и редкоземельных элементов в вулканических породах пояса типично для надсубдукционных образований. Вулканиты обогащены крупноионными (LILE) элементами относительно высокозарядных (HFSE) элементов, средних и тяжелых редкоземельных элементов. Наблюдаются Ba и Th, Ta и Nb минимумы. Часть высокомагнезиальных вулканитов несколько обогащена относительно MORB Zr и Nb (центральная часть Камчатского перешейка и район горы Черной). Спектры средних и тяжелых REE деплетированы относительно MORB. Наблюдается рост концентраций LILE при увеличении SiO_2 до 63-64% и их убывание при дальнейшем увеличении кремнекислотности. Поведение HFSE и Yb отличается большим разнообразием. Так, вулканиты Корякских сегментов пояса в целом характеризуются более высокими концентрациями HFSE; отмечается рост содержаний Y и Yb в вулканитах Центральнокорякского сегмента при увеличении SiO_2, тогда как в вулканитах Северокорякского и большей части ареалов Западнокамчатского сегментов наблюдается уменьшение концентраций этих элементов с увеличением кремнекислотности расплавов.

Распределение редкоземельных элементов (REE) фракционированное, с обогащением легкими REE. La_n/Yb_n отношения в базальтах Западнокамчатского сегмента изменяются от 2.9 до 6.4, в андезитах – от 3.3 до 8.4, в дацитах – от 6.1 до 9.9. Вулканиты Корякских сегментов отличаются меньшим обогащением легкими REE. Так, в базальтах и андезитобазальтах La_n/Yb_n отношения изменяются от 1.5-2.0 в Рарыткинском ареале, до 2.9-3.3 в Элекайских горах Северокорякского сегмента, и до 4,8 в Велнолыкском ареале Центральнокорякского, в андезитах – от 3.0-3.8 в Рарыткинском ареале до 4.2-5.6 в Велнолыкском, а в дацитах Велнолыкского ареала – от 4.7 до 5.6. Риолиты Велнолыкского ареала также умеренно деплетированы цериевыми REE (La_n/Yb_n = = 2.7-7.6).

Примечательно, что часть андезитодацитов горы Черной Западнокамчатского сегмента характеризуется низкими концентрациями Y (12-14 ppm), Yb (1.0-1.3 ppm) и высокими отношениями La_n/Yb_n (11-13), сближающими их с производными адакитовых расплавов. Однако, они отличаются более низкими Sr/Y отношениями (35-38) относительно адакитов молодых островных дуг.

Изотопный состав Nd и Sr в породах ЗККВП отчетливо демонстрирует определенные различия в составе источников как между выделенными сегментами пояса, так и в пределах ареалов Западной Камчатки. Вулканиты Элекайского и Рарыткинского ареалов характеризуются низкими $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями (0.70275-0.70375) и высокими величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ (8.9-11.2). В вулканитах Велнолыкского ареала отношения изотопов стронция более высокие (0.70451-0.70564), а неодима – низкие ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = 0.12-2.9). В породах Западнокамчатского сектора значения $\varepsilon_{Nd}(T)$

меняются от +7.2 до –1.5 при $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяющихся от 0.7038 до 0.7047. В целом изотопные составы пород Западнокамчатского-Корякского вулканического пояса образуют отрицательную последовательность от резко деплетированных до обогащенных, близких к изотопным составам кварц-полевошпатовых осадков Камчатки и юга Корякии.

Таким образом, особенности распределения петрогенных (низкая титанистость, высокая глиноземистость) и редких (обогащение LILE и LREE относительно HFSE и HREE, отчетливые Ta-Nb минимум и Pb и Sr максимумы) элементов в вулканических породах среднеэоцен-олигоценового ЗККВП свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке. Однако, изотопно-геохимические характеристики пород различных сегментов пояса указывают на то, что в образовании магм участвовали разные компоненты или их соотношения.

Так, вулканические породы Западнокамчатского и Северокорякского сегментов более обогащены LILE и REE, имеют более выраженный Ta-Nb минимум. Наиболее магнезиальные вулканиты пояса характеризуются следующими значениями отношений несовместимых элементов: в породах Западнокамчатского сегмента Th/La = 0.15-0.35; Th/Ta = 3-50; Zr/Nb = 17-35; Nb/U = 1.8-8.0; Ba/La = 20-30; Центральнокорякского – Th/La = 0.15-0.30; Th/Ta = 9-10; Zr/Nb = 25-28; Nb/U = = 4.4-4.5; Ba/La = 20-30 и Северокорякского – Th/La = 0.03-0.20; Th/Ta = 1.3-1.6; Zr/Nb = 17-40; Nb/U = 5-25; Ba/La = 6-15.

Приведенные выше отношения несовместимых элементов в вулканитах ЗККВП резко отличны от таковых в MORB и усредненного состава верхней континентальной коры (UC), то есть, глубинные источники магм пояса отличаются как от источника типа MORB, так и UC. Среди них выделяются по крайней мере три группы, четко различающиеся по соотношению $\varepsilon_{Nd}(T)$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и SiO_2: 1. Деплетированный источник известково-щелочных магм Северокорякского сегмента; 2. Источники магм Западнокамчатского сегмента; 3. Примитивные и слабо обогащенные источники магм пород велнолыкского комплекса Центральнокорякского сегмента пояса.

Высокие положительные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ и низкие $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Рарыткинского и Элекайского ареалов Северокорякского сегмента позволяют предположить их связь с деплетированным по изотопному составу мантийным источником, при отсутствии заметной контаминации сиалическим или мантийным материалом, обогащенным радиогенным Sr и Nd.

В Западнокамчатском сегменте вулканиты образуют две изотопные последовательности. Первая – величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ образуют четко выраженную отрицательную зависимость от концентрации SiO_2 с экстраполяцией в область составов позднемеловых-раннекайнозойских кварц-полевошпатовых субаркозовых осадочных пород, служащих фундаментом для раннекайнозойских вулканических комплексов; вторая – величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ не демонстрирует отчетливых зависимостей от SiO_2 и располагаются параллельно оси абсцисс.

Породы велнолыкского комплекса Центральнокорякского сегмента, характеризуются более высокими $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями (0.70429-0.70564) и более низкими $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = 0.06-2.9), не зависящими от концентраций SiO_2 и MgO. Вероятно магмы не были значительно контаминированы веществом верхней континентальной коры, а их изотопный состав близок составу их мантийных источников.

Таким образом, установлено, что формирование среднеэоцен-олигоценовых пород Западнокамчатско-Корякского пояса происходило из разных мантийных источников: от деплетированных в отношении изотопов Sr и Nd, до примитивных и слегка обогащенных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян Г.П., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994. Т. 2. № 3. С. 87-91.

2. Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеанская геология, 1996. № 3. С. 3-14.

3. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология, 2008. Т. 16. № 3. С. 277-295.

4. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия, 2011. № 6 (в печати).

5. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.

6. Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюллетень МОИП. Сер. геологич., 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 20-28.

Петрология контрастных габбро-сиенит-гранитоидных серий Алтайской коллизионной системы герцинид: типы и механизмы мантийно-корового взаимодействия

Хромых С.В., Семенов И.В., Крук Н.Н.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3, serkhrom@sbras.nsc.ru

Алтайская коллизионная система, являющаяся фрагментом Гоби-Зайсанского герцинского подвижного пояса, включающим западную часть Алтае-Саянской и Обь-Зайсанскую складчатые области, была сформирована в позднем палеозое в ходе коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [2]. Эволюция этой геологической мегаструктуры началась с закрытия Объ-Зайсанского палеоокеанического бассейна в конце раннего карбона (около 340 млн. лет назад) когда в зоне коллизионного сочленения (Чарская зона) был сформирован серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов. Продолжающееся погружение океанической литосферы под окраины Казахстанского и Сибирского континентов выразилось в формировании островодужных комплексов и соответствующих магматических ассоциаций в пределах Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской структурно-формационных зон в интервале 340-320 млн. лет. В среднем карбоне (320-300 млн. лет) происходило формирование коллизионного горно-складчатого сооружения, начало орогенеза фиксируется появлением континентальных моласс, проявляются плагиогранитоидные комплексы в пределах Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской зон. Завершающий этап эволюции коллизионной системы в поздем карбоне – ранней перми (300-270 млн. лет), характеризуется всплеском магматической активности – наблюдается широкое проявление разнообразного по составу и условиям проявления магматизма – от пикритоидов и щелочных габброидов до плагиогранитов, гранитов и лейкогранитов, в том числе именно в это время начинается формирование крупнейших Калбинского и Жарминского батолитовых поясов. Следующий эпизод масштабной эндогенной активности произошел на рубеже перми-триаса (250-245 млн. лет), в пределах Алтайской коллизионной системы и ее обрамления проявились дайковые пояса щелочных базитов, габбро-гранитных серий, гранит-лейкогранитовых батолитов, редкометалльно-гранитных поясов [4].

На всех этапах эволюции Алтайской коллизионной системы фиксируются проявления контрастных базит-гранитоидных магматических серий, свидетельствующих о мантийно-коровом взаимодействии, подразумевающем активную роль мантии. Прямыми индикаторами мантийно-корового взаимодействия являются габбро-сиенит-гранитоидные интрузии (реже вулкано-плутонические структуры), проявленные во всех структурно-формационных зонах коллизионной системы в виде обособленных массивов. Число этих массивов невелико; они как правило проявлены «точечно» и дискордантны к региональным геоструктурным элементам.

В пределах Рудного Алтая наблюдается цепочка из пяти небольших массивов харловского комплекса, наиболее крупным является Харловский массив площадью около 10 км^2. Его изучение позволило выделить в составе массива четыре интрузивные фазы: оливиновых меланогаббро и троктолитов, диоритов, монцодиоритов и граносиенитов, внедрявшиеся в гомодромной последовательности. Вещественный состав пород в целом характеризуется повышенными содержаниями титана, железа (для габброидов), калия и фосфора, крупноионных и высокозарядных литофильных элементов (в том числе Nb и Ta) и отвечает субщелочной серии магматических пород

повышенной калиевости. Возраст Харловского массива, определенный по цирконам из монцодиоритов, составляет 328±2 млн. лет, что совпадает с временем проявления первых геологических свидетельств коллизии Сибири и Казахстана.

В пределах Чарской и Жарма-Саурской зон Восточного Казахстана проявлено несколько массивов (площадью до 40-50 км^2) сложенных породами габбро-сиенит-гранитодной серии, которые отнесены тастаускому (C_3) и преображенскому (C_3-P_1) комплексам тастауской вулкано-плутонической базит-гранитоидной серии [5]. Наиболее характерным примером является Преображенский массив, представляющий собой полихроную магматическую структуру. В его строении участвуют ранние габбро-диабазы и норит-диабазы, сменяющие их монцониты, кварцевые сиениты, основную площадь массива на дневной поверхности занимают адамеллиты и граносиениты. Результаты интерпретации геофизических полей указывают на существенный объем габброидов в центральной части интрузива ниже уровня эрозионного среза. В монцонитах и сиенитах массива диагностированы раннемагматические оливины (f = 90-75), количество пироксена достигает 3 об. %. Вещественный состав пород массива в целом характеризуется повышенной щелочностью, отмечаются повышенная железистость в монцонитах и сиенитах, повышенные содержания фосфора и титана. Возраст Преображенского массива, определенный по цирконам из сиенитов, составляет 284±5 млн. лет, что совпадает со временем масштабного проявления магматизма в Алтайской коллизионной системе и прилегающих районах Западной Монголии и Северо-западного Китая, который соотнесен с активностью Таримского мантийного плюма [1, 3].

В северной части Горного Алтая расположен Айский сиенит-граносиенит-гранитный массив, площадью около 70 км^2. Проведенное ранее исследование [6] позволило установить, что в его строении участвуют ранние пироксен-содержащие сиениты, сменяющиеся кварцевыми сиенитами, граносиенитами, гранитами и лейкогранитами. Породы ранних интрузивных фаз содержат ксенолиты субщелочных габбро и меланосиенитов. Вещественный состав характеризуется в целом повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием, повышенными содержаниями фосфора, в сиенитах и габброидах отмечаются высокие концентрации Ba и Sr. Возраст Айского массива определен по цирконам из сиенитов и составляет 249±5 млн. лет, что отвечает времени проявления магматизма, связанного с Сибирским суперплюмом на границе перми и триаса.

В центральной части Горного Алтая в пределах Курайского хребта находится Теранжиксий массив площадью 3 км^2. Детальных петрологических исследований пород ранее не проводилось, а наиболее полные геологические и петрографические данные о строении массива получены А.И. Родыгиным [7]. Массив сложен породами четырех интрузивных фаз – оливин-содержащими монцонитами, адамеллитами, сиенитами и гранитами, внедрившимися в гомодромной последовательности. Вещественный состав характеризуется повышенной щелочностью, повышенными содержаниями титана и фосфора. По геологическим данным Теранжикский массив существенно моложе вмещающих его раннепалеозойских метаморфических толщ и гранитоидных массивов Курайского хребта, возраст сиенитов массива, определенный Ar-Ar датированием по амфиболу и биотиту, составляет 253-251 млн. лет, что отвечает границе перми-триаса.

Для всех приведенных массивов можно отметить общие закономерности: три или более интрузивные фазы в составе, гомодромную последовательность внедрения, повышенную щелочность, в том числе калиевость, а также бимодальность состава с обособленными габбро-монцонит-сиенитовой и сиенит-граносиенит-гранитной группами пород. В кислых разностях поведение редких элементов, как правило, не коррелируется с базитовой частью серий, что свидетельствует о некоторой автономности гранит-сиенитовых магм. Однако среди постгранитных даек присутствуют породы с геохимическим составом, идентичным базитам ранних фаз, что доказывает близодновременное формирование всех пород в рамках единой магматической колонны. В целом же эволюция химического состава пород габбро-сиенит-гранитных интрузий отражает процесс диф-

ференциации мантийных магм с одновременным развитием корового анатексиса и формированием гибридных корово-мантийных расплавов.

Сопоставление геологических и геохронологических данных позволяет выделить как минимум три момента активного мантийно-корового взаимодействия (а значит участия мантии) в герцинской эволюции Алтайской коллизионной системы. Наиболее ранний, в 330-325 млн. лет (харловский комплекс, Рудный Алтай), отвечает началу коллизионных процессов, когда мантийная активность могла быть обусловлена отрывом субдуцированной океанической плиты при ее погружении под край континента и инициацией восходящего потока из верхней мантии. Два других эпизода: в 290-280 млн. лет (тастауская серия, Чарская зона) и 250-245 млн. лет (айская серия и Теранжикский массив), совпадают с этапами масштабной магматической активности в регионе и отвечают времени проявления сначала Таримского, а затем Сибирского мантийных плюмов.

От карбона к перми увеличивается относительный объем кислых пород в составе габбро-гранитных серий. Кроме того, наблюдается последовательная смена механизмов корово-мантийного взаимодействия: в раннем карбоне (харловский массив) наблюдается дифференциация мантийных магм с появлением кислых разностей, в позднем карбоне – перми активно проявляются процессы смешения магм –миксинг и минглинг, и наконец, для рубежа перми – триаса можно говорить о «субавтономном» анатексисе коровых пород при тепловом участии мантийных расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.** Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С. 166-182.
2. **Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.
3. **Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д.** Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 7. С. 621-636.
4. **Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН, 2005. Т. 400. № 4. С. 505-509.
5. **Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д.** Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.
6. **Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н.** Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геол. и геофиз., 1998. Т. 39. № 8. С. 1072-1084.
7. **Родыгин А.И.** Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск, Изд-во Том. ун-та, 1968. 327 с.

Ранний супрасубдукционный вулканизм Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): возраст и состав

Цуканов Н.В.[1], Палечек Т.Н.[2], Сколотнев С.Г.[2]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Нахимовский пр., 36

[2]Геологический институт РАН, г. Москва, Пыжевский пер., 7

Фрагменты Кроноцкой палеодуги обнажаются в пределах Восточных полуостровов Камчатки [1, 3]. Они образованы позднемеловыми и палеоцен-эоценовыми магматическими и туфогенно-осадочными комплексами (рис. 1а). Палеоцен-эоценовый этап вулканизма широко проявлен на всех полуостровах Восточной Камчатки (п-ова Камчатский Мыс, Кроноцкий, Шипунский, Командорские острова), а вулканиты позднемелового этапа представлены фрагментарно. Дискуссионным остается вопрос о времени начала формирования Кроноцкой палеодуги как единой структуры. В своем сообщении мы рассматриваем возрастные соотношения и особенности геохимического и изотопного состава разрозненных вулканогенно-осадочных комплексов, характеризующих наиболее ранний этап формирования Кроноцкой палеоостроводужной системы.

На п-ове Камчатский Мыс к супрасубдукционному магматическому комплексу относятся вулканогенные образования (K_2st-cp), представленные толеитовой дифференцированной серией пород от базальтов, андезито-базальтов до риолитов, которые слагают тектоническую пластину в структуре аккреционной призмы южной части п-ова [1, 5] и вулканиты тарховской свиты (K_2m_2) островодужной толеитовой серии, залегающие в основании разреза столбовской серии [2, 4]. На Кроноцком полуострове вулканиты каменистской свиты (K_2cn-m по [1] или K_2cp-m по [3]), слагают тектоническую пластину в основании видимого разреза. Они относятся к высокоглиноземистой серии островодужных толеитов [1, 4]. Неопределенная ситуация наблюдается на Шипунском п-ове в южном сегменте Кроноцкой палеодуги. Возраст магматических пород, развитых в районе бухты Бечевинской Шипунского п-ова по калий-аргоновому методу определяется как K_2cp и P_1d (устное сообщение А.В. Соловьева). По строению и составу они близки к об-

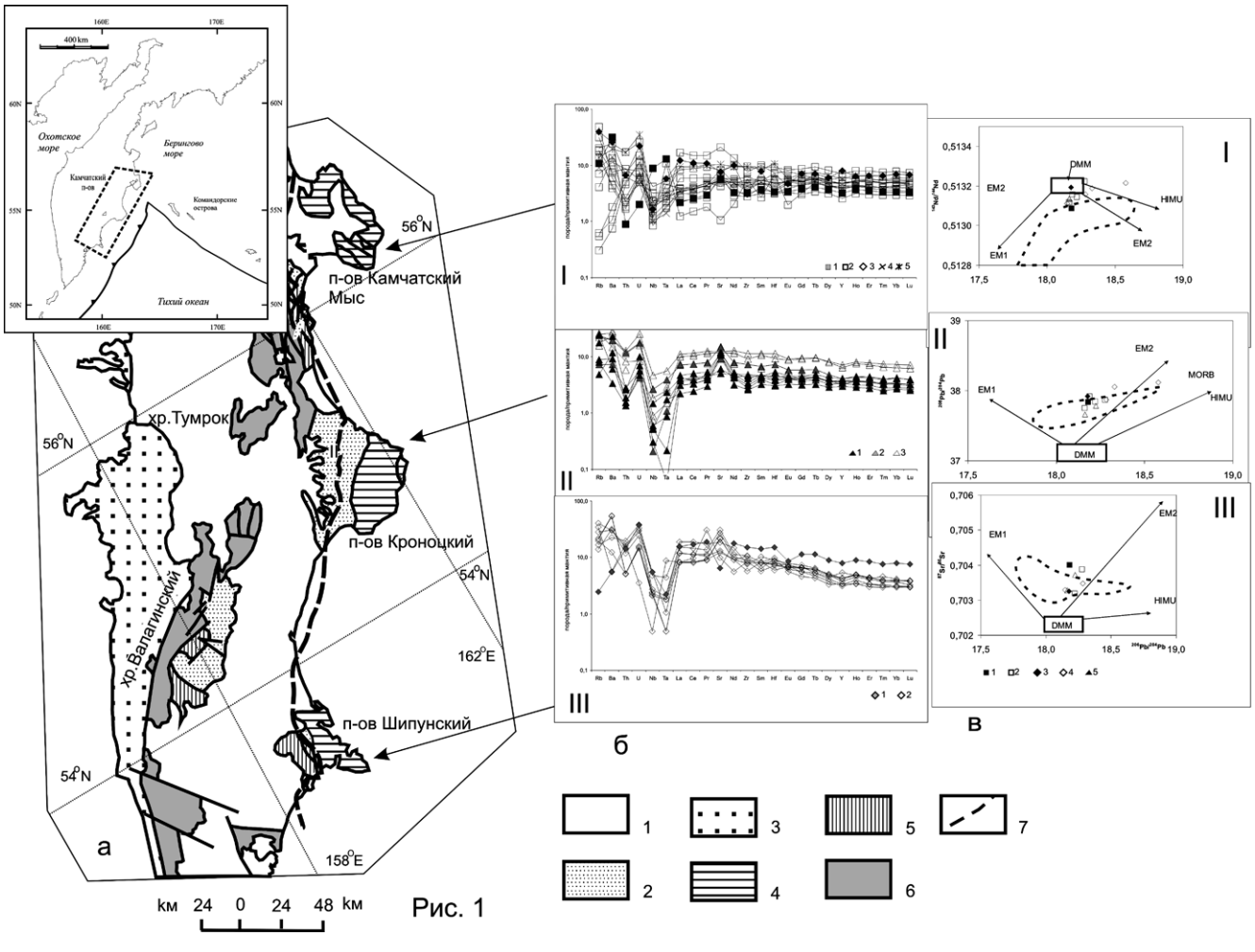

Рис. 1. а – тектоническая схема Восточной Камчатки: 1 – Восточно-Камчатский вулканический пояс, 2 – Центрально-Камчатский прогиб, 3 – Тюшевский прогиб, 4 – террейны Восточных полуостровов, 5 – Ветловский террейн, 6 – Озерновско-Валагинский террейн, 7 – надвиг Гречишкина; б – расширенные спектры редких элементов для различных сегментов Кроноцкой палеодуги, сегменты: (I) – камчатскомысский: 1 – риолит, 2-4 – базальты, андези-базальты и риолиты (2 – толща р. Непропусковый, 3 – тарховской свиты, 4 – баклановской свиты), 5 – габбро; (II) – кроноцкий: 1-3 – базальты и андези-базальты (1 – K_2), 2-3 – P_{2-3} (2 – р. М. Чажма, 3 – бух. Ольга); (III) – шипунский, мыс налычева (K_2-P_1): 1 – базальт, 2 – базальты и андезиты; в – диаграммы соотношения изотопов для магматических комплексов: I – $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{206}Pb/^{204}Pb$, II – $^{208}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}$, III – $^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{206}Pb/^{204}$. Магматические породы: 1-2 – п-ова Камчатский Мыс (1 – тарховская свита (обр. 276/5), 2 – тарховская свита и толща р. Непропусковой), 3-4 – базальты п-ова Кроноцкий (3 – каменистская свита, 4 – кроноцкая серия), 5 – п-ова Налычева; пунктирной линией показано поле вулканитов Гавайских о-вов по [9].

разованиям мыса Налычева. Вулканогенно-осадочные породы м. Налычева датируются по комплексу радиолярий, плохой сохранности, как K_2m-P_1 [1]. Они образуют непрерывную дифференцированную серию от базальтов до дацитов. По петрохимическим параметрам среди вулканитов отчетливо выделяются, по крайней мере, представители двух серий: известково-щелочной низкокалиевой и толеитовой обогащенной. Особенности состава вулканизма в различных сегментах Кроноцкой палеодуги подтверждаются геохимическими исследованиями. Расширенные спектры редких элементов, изученных вулканитов, имеют типоморфные признаки островодужного магматизма (рис. 1б): глубокие минимумы высокозарядных элементов (HFSE) (Nb, Ta, Zr, Ti) и более высокие относительно РЗЭ концентрации крупноионных несовместимых элементов (LILE) (K, Ba, U, Rb) [4]. Практически для всех изученных пород характерны низкие концентрации РЗЭ с распределением близким к хондритовому при незначительном обеднением легких РЗЭ относительно средних и тяжелых (рис. 1б), что характерно для производных толеитовых расплавов. Спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы отличаются от таковых для высокоглиноземистых плагиотолеитов Кроноцкого полуострова в среднем более высоким уровнем концентраций РЗЭ, HFSE и LILE (рис. 1б-II). Для всех известково-щелочных разностей характерна резкая положительная аномалия стронция. Представители известково-щелочной серии имеют повышенные концентрации крупноионных литофилов (рис. 1б-III).

Результаты изотопных исследований показали, что верхнемеловые-раннепалеогеновые комплексы в основании Кроноцкой палеодуги по изотопному составу Nd, Pb и Sr в целом близки друг другу (рис. 1в). Проанализированные нами породы, представляющие различные сегменты Кроноцкой палеодуги, не имеют существенных различий в изотопном составе. Большая часть фигуративных точек изотопных составов пород на вариационных диаграммах отношений изотопов (рис. 1в –I,II) попадают в поле составов базальтов океанических хребтов, а на диаграмме (рис. 1в –III) в поле Гавайских вулканитов [6]. Изотопные параметры наиболее представительной группы проанализированных образцов практически всех сегментов палеодуги, свидетельствуют о том, что их первичные расплавы генерировались в мантийном источнике типа DMM, т.е. в надсубдукционном клине деплетированной верхней мантии. Для базальта тарховской свиты п-ва Камчатский Мыс отмечается повышенное значение радиогенного стронция и пониженные значения $^{143}Nd/^{144}Nd$. Такие особенности изотопного состава базальта могут быть объяснены тем, что на уровне зоны магмогенерации к деплетированной мантии было добавлено вещество обогащенных мантийных источников EM1 и EM2. Учитывая изотопную близость базальтов этой группы к Гавайским вулканитам можно предположить, что это заражение обогащенным веществом могло произойти под воздействием гавайского плюма, когда плита находилась в зоне его влияния.

Проведенные исследования показывают, что в северных сегментах Кроноцкой палеодуги (п-ова Камчатский мыс и Кроноцкий) активный вулканизм происходил практически синхронно в кампан-маастрихтское время. Для южного сегмента палеодуги активный этап вулканизма предположительно датируется кампан-датским временем. При этом на п-ове Камчатский Мыс верхнемеловые комплексы представлены островодужными толеитами, а на Кроноцком полуострове преимущественно развиты высокоглиноземистыми толеитами. Магматические породы п-ова Шипунский и мыса Налычева, формировались несколько позднее вулканитов северного сегмента Кроноцкой дуги и здесь преимущественно распространены породы известково-щелочной и островодужной толеитовой серий. Изменение в характере вулканизма в ходе эволюции вулканических дуг и в различных сегментах дуг устанавливается для многих из них и связывается с изменением геодинамического режима в субдукционной зоне, гетерогенностью магматического очага над зоной субдукции, с мощностью и составом коры, на которой закладывалась островная дуга. Кроноцкая палеодуга является энсиматической и формировалась на коре океанического типа [1, 3]. Этот вывод подтверждается изотопным составом изученных вулканитов, а также толеитовым характером островодужного вулканизма, в северных сегментах палеодуги. Отмеченная

специфика вулканизма в этих сегментах находит свое объяснение в различии геодинамических обстановок в разных сегментах дуги. В частности, было сделано предположение о субдукции спредингового хребта Кула-Пацифик и влиянии гавайского плюма в области Камчатскомысского сегмента [4]. Известково-щелочной тип вулканизма, преимущественно характерный для южного сегмента палеодуги, не характерен для энсиматических дуг, хотя и проявляется в сходных геодинамических условиях. Имеющиеся данные по изотопии неодима не дают основание предполагать возможность контаминации исходных расплавов веществом континентальной коры. Полученные данные могут быть объяснены либо различными геодинамическими условиями в зоне магмогенерации, либо нахождении в основании Кроноцкой дуги различных по возрасту, составу и геодинамической природе террейнов. Во втором случае можно говорить, что Кроноцкая дуга начала функционировать как единая структура не с позднего мела, а с палеоцен-эоценового времени.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ, гранты (08-05-00017, №10-05-00065, 11-05-00086).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки // Отв. ред. Ю.М. Пущаровский М.: Наука, 1993. С. 272.

2. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы 0-58-XXVI, XXXI, XXXII. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2007. С. 267.

3. Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника, 2000. № 2. С. 65-84.

4. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // ДАН, 2008. Т. 418. № 2. С. 232-236.

5. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский (Восточная Камчатка). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2008. № 2. Вып. 12. С. 42-50.

6. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // ДАН РАН, 2010. Т. 434. № 5. С. 656-660.

7. Tatsumoto M., Henger E., and Unruh D.M. // Volcanism in Hawai, 1987. V. 1. US Geol. Survey Prof. Paper. P. 723-743.

Петрогенезис позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья

Цыганков А.А.[1], Литвиновский Б.А.[2]

[1]Геологический институт СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
[2]Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev Beer Sheva
84105, Israel

В последние годы в Западном Забайкалье проведен большой объем изотопно-геохронологических исследований гранитоидов и, отчасти, связанных с ними базитов, на основании которых существенно уточнена последовательность магматических событий. Установлено, что основной объем гранитоидов региона сформировался в позднем палеозое в период с 330 до 275 млн. лет назад, т.е. продолжительность магматического цикла составляла 55-60 млн. лет [1]. В течение этого времени происходило увеличение щелочности гранитоидных ассоциаций, на фоне которого имело место полное или частичное перекрытие во времени формирования разных по составу гранитоидных комплексов. Гигантские масштабы известково-щелочного (СА) магматизма повышенной и высокой калиевой щелочности в сочетании с литолого-стратиграфическими данными по позднепалеозойским осадочным бассейнам Забайкалья, свидетельствуют о постколлизионной геодинамической обстановке магматизма [3, 4], сменившейся к концу рассматриваемого этапа типично внутриплитной, знаменующей начало рифтогенных процессов, получивших наибольшее развития на юрско-меловом этапе развития региона.

Наличие близких или перекрывающихся по времени формирования гранитоидных ассоциаций указывает на различия условий генерации и кристаллизации магм, что и является предметом настоящего сообщения.

Позднепалеозойские высококалиевые СА гранитоиды и щелочные сиенит-гранитные серии занимают в Забайкалье площадь более 200 000 км^2. В их формировании можно выделить три этапа. **Каменноугольный этап** (330-310 млн. лет) ознаменовался становлением гранитов баргузинского комплекса, слагающих гигантский Ангаро-Витимский батолит, площадью коло 150 000 км^2 [2]. Батолит включает сотни отдельных тел автохтонных и преобладающих типично интрузивных крупнозернистых биотитовых гранитов, нередко содержащих крупные фенокристы *Kfs*. Изредка граниты содержат небольшие меланократовые шлиры Bt-Pl состава. Содержание SiO_2 в гранитах варьирует в диапазоне 68-77 масс. %, при K_2O = 3.5-6 масс. %; $K_2O/Na_2O > 1$, что соответствует высококалиевой СА серии. Глиноземистость пород близка к единице (ASI = 0.94 – 1.1); характерно обогащение LREE относительно HREE $(La/Yb)_n \approx 23$; отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* ≈ 0.58) указывает на фракционированный характер рассматриваемых гранитов. Мультиэлементные спектры характеризуются положительными U, Pb и отрицательными Nb, Ta, Ti аномалиями; εNd(T) = -7.7 – -5.7, I_{sr} в большинстве проб > 0.707, $\delta^{18}O$(WR) составляет 10-12‰, в *Ttn* – 7.2-7.6 и *Qtz* – 11-14‰, что характерно для продуктов плавления протерозойских метатеригенных протолитов ($T_{DM(2)}$ = 1500-1700 млн. лет).

Позднекаменноугольный этап охватывает временной интервал с 305 до 285 млн. лет. В это время одновременно формировались лейкограниты (с подчиненными кварцевыми сиенитами) зазинского и низкокремниевые гранитоиды (кварцевые монцониты – кварцевые сиениты) чивыркуйского комплексов. Плутоны последнего достигают 2000 км^2 и состоят, как правило, из пород двух-трех интрузивных фаз, часто сопровождаясь синплутоническими габброидами, базитовыми или комбинированными дайками, нередко содержат мафические включения, указывающие на сосуществование очагов базитовых и салических магм. Габброиды, входящие в состав рассматриваемой ассоциации, умеренно- и высококалиевые известково-щелочные. Максимальные содержания K_2O характерны для кварцевых сиенитов (до 5.5 масс. %), при этом отношение K_2O/Na_2O варьирует от 0.5 в монцонитах, до 1.3 в кварцевых сиенитах. Содержание и характер распределения REE зависит от состава пород серии. Минимальные концентрации и наименьшая степень дифференцированности редкоземельного спектра ($(La/Yb)_n$ = 13) характерны для габброидов. Кварцевые монцониты и кварцевые сиениты отличаются более высоким уровнем концентрации REE и большей дифференцированностью REE спектра ($(La/Yb)_n$ = 20–27); Eu/Eu* = 0.88-0.65. Содержание LIL и HFS элементов заметно выше, чем в гранитах баргузинского комплекса, при этом сохраняются отрицательные Nb-Ta и Ti аномалии. Изотопные характеристики чивыркуйских гранитоидов несколько отличаются от баргузинских: εNd(T) = -7.2 – -3.2, $I_{Sr} \approx 0.706$-0.708; $\delta^{18}O$(WR) составляет 8.7-9.11‰, в *Pl* – 7.6-4.17, *Qtz* – 8.2-8.5‰, что свидетельствует о преимущественно древнекоровом источнике магм ($T_{DM(2)}$ = 1600-2100 млн. лет) с некоторой примесью «мантийного компонента».

Гранитоиды зазинского комплекса распространены в основном в южной части позднепалеозойского магматического ареала. Размеры отдельных плутонов лейкогранитов и кварцевых сиенитов достигают 3000 км^2, а общая занимаемая ими площадь составляет ≈ 39 000 км^2, при этом в начале формировались кварцевые сиениты, а затем – доминирующие лейкограниты. В некоторых случаях зазинские гранитоиды сопровождаются синплутоническими габброидами и комбинированными дайками и, также как чивыркуйские, содержат мафические включения. На классификационной диаграмме K_2O–SiO_2 составы гранитоидов зазинского комплекса располагаются в поле высококалиевой СА серии. Значения агпаитового индекса (Na+K)/Al в них несколько выше, чем в гранитоидах более древнего баргузинского и близкого к ним по возрасту чивыркуйского комплексов. Распределение REE характеризуется более узким диапазоном вариаций суммарного

содержания лантаноидов, главным образом, за счет более высоких концентраций HREE, по сравнению с баргузинскими гранитами. При этом максимальные концентрации лантаноидов характерны для кварцевых сиенитов; в гранитах, по мере увеличения кремнекислотности, суммарное содержание REE заметно снижается. Средняя величина La/Yb_n = 22, что практически идентично баргузинским гранитам, однако диапазон вариаций этого параметра значительно шире – от 5 до 55; величина Eu аномалии (Eu/Eu*) составляет в среднем 0.54. Мультиэлементные спектры зазинских гранитоидов также указывают на заметные отличия: обсуждаемые породы обеднены Ba, Th, U, Sr, P; в них отсутствует отрицательная Ta-Nb и положительная Pb аномалии. В целом, распределение элементов-примесей больше напоминает граниты высокой щелочности, чем породы известково-щелочной серии. Изотопные характеристики зазинских гранитоидов сопоставимы с чивыркуйскими: εNd(T) = -5.7 ÷ -3.9, *Isr* ≈ 0.706-0.707; $\delta^{18}O$(WR) составляет 6.9-8.5‰, в *Pl* – 7.7-8.6‰, *Ttn* – 5.5-4.3‰, *Qtz* – 8.8-10‰, что также свидетельствует о смешанном источнике магм.

Раннепермский этап (285-275 млн. лет) ознаменовался формированием высококалиевой (шошонитовой) монцонит-сиенит-гранитной серии (с подчиненными базитами) – нижне-селенгинский комплекс (285-278 млн. лет), и щелочных гранитов и сиенитов ранне-куналейского комплекса (281-275 млн. лет), плутоны которых не только формировались почти одновременно, но и тесно сопряжены в пространстве. Гранитоиды этих типов традиционно включаются в состав Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, протягивающегося от Северной Монголии до Алданского щита.

Породы нижне-селенгинского комплекса характеризуется наиболее высокой калиевой щелочность (до 7 масс. %), позволяющей отнести их к шошонитовой серии, имеют наиболее высокий агпаитовый индекс (до 0.9). REE и мультиэлементные спектры гранитоидов шошонитовой серии во многом схожи с породами чивыркуйского комплекса: ($(La/Yb)_n$ ≈ 11–42), Eu аномалия выражена слабо (Eu/Eu* = 0.8–0.87). Как и описанные выше гранитоиды чивыркуйского и зазинского комплексов, рассматриваемые образования имеют смешанные изотопные характеристики: (εNd(T)=-3.7÷-4.9, *Isr*≈0.706–0.707; $\delta^{18}O$(WR) составляет 6.3-7.7‰, в *Ttn* – 5-3.4‰, *Qtz* – 6.5-7.4‰), свидетельствуют об участии разных источников в генерации магм.

Щелочные гранитоиды в Забайкалье занимают площадь ≈ 9000 км^2, а размеры отдельных плутонов (Брянский) достигают 1600 км^2 [5]. Детальная изотопно-геохимическая характеристика щелочных гранитоидов приведена в [5], поэтому здесь лишь отметим, что в их составе фиксируется наиболее высокая доля «мантийного компонента».

Таким образом, среди позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья выделяются два контрастных типа: 1) коровые граниты баргузинского комплекса, слагающие Ангаро-Витимский батолит; 2) гранитоиды (от монцонитов до лейкогранитов и щелочных гранитов), образовавшиеся за счет смешенных источников. Масс-балансовые расчеты, выполненные с учетом приведенных выше геохронологических и изотопных данных, показывают, что, несмотря на определенное сходство изотопных характеристик, типоморфные разновидности пород разных комплексов характеризуются индивидуальными петрогенетическими особенностями. Так для чивыркуйских кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов наиболее адекватной представляется модель смешения магм в пропорции 25% базитового расплава, соответствующего среднему составу чивыркуйских габброидов, и 75% кислого расплава, аналогичного среднему составу баргузинских гранитов. Фракционирование такого гибридного расплава, с удалением *Pl, Amph, Bt, Fe-Ti оксидов* и *Ap* приводит к образованию лейкогранитного остатка, аналогичного зазинским гранитам. Для монцонитов и кварцевых сиенитов нижне-селенгинского комплекса предполагается двухступенчатая фракционная кристаллизация сначала трахибазальтового, а затем монцонитового расплава. Образование щелочно-гранитных магм, согласно данным [5] связано, скорее всего, с плавлением высококалиевых метабазитов.

Таким образом, приведенные выше данные, интерпретация которых основана на предлагаемой нами [1] последовательности позднепалеозойских магматических событий в Забайкалье, более или менее непротиворечиво объясняют одновременное формирование пространственно сопряженных, но разнотипных гранитоидных ассоциаций. Эти данные показывают, что в плавление вовлекались разные по составу коровые и мантийные источники, соотношение которых определяет изотопно-геохимические характеристики гранитоидов, однако непосредственное формирование тех или иных разновидностей пород определялось процессами смешения и фракционной кристаллизации первичных или гибридных магм.

Проведенные исследования поддержаны международным грантом РФФИ и Министерства Науки и Технологий Израиля (06-05-72007), грантами РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционным проектом СО РАН № 37.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.

2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М. и др. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1993. 141с.

3. Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // Lithos, 2004. V. 78. P. 1-24.

4. Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J. et al. Conrasting origin of post-collisional high-K calk-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos, 1998. V. 45. P. 1-28.

5. Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanvilevich A.N. et al. Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chemical Geology, 2002. V. 189. P. 105-133.

6. Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R. et al. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry // Chemical Geology, 2010. V. 273. P. 120-135.

Распределение микроэлементов в лерцолитовых включениях из позднекайнозойских щелочных базальтов юга Дальнего Востока России

Чащин А.А., Сахно В.Г., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В кайнозое территория Приморья являлась ареной активного базальтового вулканизма, в истории развития которого выделяют два крупных этапа. Первый этап (эоцен-олигоценовый) связан с режимом скольжения литосферных плит. Породы этого возраста объединяются в зайсановскую (на юге-западе), суворовскую, кузнецовскую и кизинскую (на севере) свиты сложенные преимущественно базальтами, андезито-базальтами, реже андезитами и дацитами. Второй этап, датируемый поздним миоцен-плиоценом, связан с излиянием платобазальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками и формированием мелких моногенных вулканов субщелочного и щелочного состава.

В данной работе рассмотрены геохимические особенности глубинных ксенолитов из миоцен-плиоценовых щелочных базальтов, представляющих значительный интерес для реконструкции состава литосферной мантии и оценки степени влияния мезо-кайнозойских тектоно-магматических процессов (разновозрастная субдукция, формирование slab-windows, раскрытие окраинных морей) на преобразования её состава.

Глубинные ксенолиты ультраосновных пород в позднекайнозойских субщелочных и щелочных базальтах Приморья известны с начала 60-х годов прошлого столетия. Они представлены главным образом шпинелевыми лерцолитами, иногда встречаются верлиты и гарцбургиты. Им посвящены многочисленные работы, в большинстве которых содержатся сведенья по петрографии, минералогии ксенолитов и их петрохимическом составу [1, 4-7]. Менее охарактеризова-

ны ультрамафитовые ксенолиты Приморья в отношении распределения в них РЗЭ и некоторых других элементов-примесей [1, 5, 7]. Между тем глубинные ксенолиты ультраосновных пород являются единственным прямым источником информации о геохимическом составе верхней мантии и протекающих в ней процессов.

В настоящей работе приводятся результаты исследования особенностей распределения редкоземельных и литофильных элементов в верхней мантии Ханкайского и Южно-Приморского литосферных блоков на примере лерцолитовых включений Свиягинского, Медвежьего и Борисовского вулканов юго-западного и южного Приморья.

В пределах рассматриваемых вулканических построек включения приурочены в основном к жерлово-экструзивным и пирокластическим фациям. Внешне они представляют собой породы светло зеленого или желтовато серого цвета, имеющие среднезернистую или крупнозернистую структуру. Среди них известны как остроугольные, так шаровидные включения, размер которых колеблется от 0.4-0.7 до 10-20 см и редко достигает 60 см в диаметре. Большинство изученных ксенолитов относится к шпинеливым лерцолитам с классической четырехминеральной ассоциацией. Состав породообразующих минералов ксенолитов из щелочных пород всех трех вулканических построек по содержанию основных петрогеных элементов практически не различаются.

Необходимо отметить, что соотношения минералов даже в ксенолитах одного вулкана колеблется в широких пределах, в этой связи нами были выбраны и проанализированы ксенолиты с наиболее близким содержанием всех минералов, а также не несущие явных признаков вторичных изменений.

Анализ полученных геохимических данных показывает, что по особенностям распределения РЗЭ проанализированные ксенолиты из щелочных базальтов юго-западного (Свиягинского и Медвежьего вулканов) и южного (Борисовского вулкана) Приморья можно разделить на три типа (рис. 1).

Для лерцолитов *первого типа* характерен прямолинейно-горизонтальный (недифференцированный) спектр распределения РЗЭ с отношением $(La/Yb)_n$, близким к единице или чуть выше. В целом содержание РЗЭ в лерцолитах этого типа близко к таковым в примитивной мантии. Ксенолиты с подобными характеристиками встречаются главным образом в щелочных базальтах Борисовского вулкана.

Лерцолиты *второго типа* (преобладают) обеднены относительно примитивной мантии тяжелыми и средними лантаноидами, но характеризуются небольшим обогащением La и в какой-то мере Ce, благодаря чему спектры РЗЭ имеют слабый перегиб вверх от Sm к La ($(La/Sm)_n$ = 2.07-2.62). Значения параметра $(La/Yb)_n$ изменяется в интервале от 1.53 до 2.52. Такое распределение РЗЭ элементов характерно для большинства изученных нами ксенолитов из базальтов Свиягинского и Медвежьего вулканов.

Лерцолиты *третьего типа* аномально обогащены легкими лантаноидами, тогда как содержания элементов от Gd до Lu находятся на уровне близком или ниже к их содержанию в примитивной мантии ($(La/Yb)_n$ = 5.62-7.53). Вследствие этого графики распределения РЗЭ имеют крутой отрицательный наклон в области легких редких земель ($(La/Sm)_n$ =

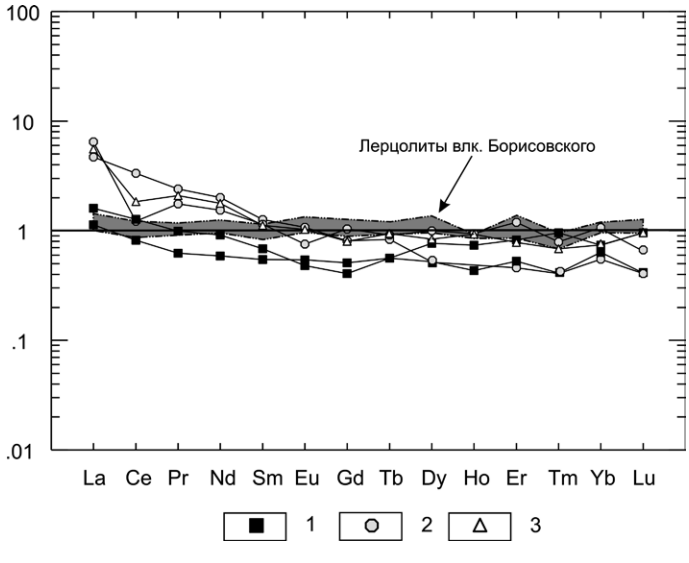

Рис. 1. Нормализованное к примитивной мантии (по McDonough, Sun, 1995) распределение редкоземельных элементов в шпинеливых лерцолитах Борисовского, Медвежьего и Свиягинского вулканов.

1 – лерцолиты II типа влк. Свиягинского; 2 – лерцолиты III типа влк. Свиягинского; 3 – лерцолиты III типа влк. Медвежьего.

= 3.72-5.64), а в области тяжелых лантаноидов форму близкую к субгоризонтальной линии. Мантийные ксенолиты с такими геохимическими характеристиками встречаются преимущественно в щелочных породах Свиягинского и Медвежьего вулканов.

Различие между описанными выше геохимическими типами ксенолитов наблюдается также и в распределении других редких элементов – таких как Ba, Sr, Hf и U. Так, в лерцолитах **второго и третьего типа** Свиягинского и Медвежьего вулканов отмечаются повышенные содержания Ba, Sr, U и несколько пониженные – Hf по сравнению с лерцолитами *первого типа* Борисовского вулкана.

Многие исследователи склоны предполагать, что обогащение ксенолитов легкими РЗЭ и некоторыми другими редкими элементами, связано с метасоматическими процессами, протекающими еще на уровне верхней мантии [8]. Другие считают, что такое обогащение ксенолитов обусловлено воздействием на них щелочных базальтоидных расплавов и связанных с ними флюидов непосредственно в процессе перемещения ксенолитов на дневную поверхность [3].

Для выяснения возможных причин аномального обогащения изученных шпинеливых лерцолитов легкими лантаноидами и некоторыми другими несовместимыми примесями было проведено их тщательное микрозондовое исследования, на предмет присутствия в них следов метасоматической проработки. Как показывают результаты исследования, в шпинеливых лерцолитах всех изученных вулканов, отсутствуют амфибол и слюда, являющиеся наиболее обычным продуктом метасоматических процессов в мантийных ксенолитах. В тоже время в межзерновом пространстве и внутризерновых микротрещинах шпинеливых лерцолитов Свягинского и Медвежьего вулканов было установлено наличие микрозерен цеолита и гидроксилапатита. Последний, как известно, является минералом-концентратором легких РЗЭ. Примечательно также, что в отдельных зернах гидроксилапатита содержание SrO достигает ~ 5%, а бария ~ 0.8%. Повышенные концентрации бария ~ 18.84% фиксируются и в цеолитах. Следует добавить, что в щелочных базальтах вулкана Свиягинского встречаются зерна гидроксилапатита близкие по своему составу (содержание SrO в них достигает ~ 3-4%, а бария ~ 1-1.2%) к выше описным апатитам из лерцолитовых включений. Они представлены в большинстве мелкими игольчатыми кристаллами, но встречаются и более крупные размером до 4 мм.

Наряду с вышеназванными минералами в межзерновом пространстве изученных ксенолитов иногда наблюдается присутствие тонкодисперсионного вещества сложенное, легко растворимыми соединениями, названые «контаминантом» [2]. По мнению В.И. Коваленко с соавторами именно данный «контаминант» в большинстве случаев является концентратором значительных количеств легких лантаноидов в верхнемантийных ксенолитах.

В ксенолитах Борисовского вулкана отсутствуют апатит и цеолиты, а в межзерновых и внутризерновых микротрещинах не встречается «контаминант».

В результате проведенных нами исследований можно сформулировать следующие основные выводы.

Высокое содержание легких РЗЭ в шпинеливых лерцолитах Свиягинского и Медвежьего вулканов, а также Ba и Sr связано с присутствием в них тонкодисперсионных фаз апатита и бариевого цеолита.

Наиболее вероятным механизмом обогащения лерцолитов Свягинского и Медвежьего вулканов легкими лантаноидами, Ba и Sr могло быть активное воздействие на них щелочно-базальтоидных расплавов и их флюидов на этапе подъема ксенолитов к дневной поверхности.

Характер распределения РЗЭ в ксенолитах Борисовского вулкана позволяет предположить, что большая часть ксенолитов этого вулкана не была подвержена процессам мантийного метасоматоза и воздействию базальтовых расплавов, и их флюидов в процессе перемещения ксенолитов на дневную поверхность.

Полученные данные могут иметь большое значение для решения вопросов о характере неоднородностей литосферной мантии в пределах Приморья.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 09-III-A-08-412.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ащепков И.В., Сапрыкин А.И., Герасимов П.А., Хмельникова О.С., Черемных Л.В., Сафонова И.Ю., Рассказов С.В., Кутолин В.А., Владыкин Н.В. Петрохимия мантийных ксенолитов Совгаванского плато, Приморья, Россия. // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Иркутск, 2002. С. 125-133.

2. Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Штош Х.Г. Геохимия редкоземельных элементов в шпинелевых лерцолитах нодулей: модель примитивной мантии // Геохимия, 1989. № 6. С. 771-784.

3. Леснов Ф.П. Глубинные ксенолиты ультрамафитов в щелочно-базальтоидных провинциях: некоторые особенности геохимии редкоземельных элементов // Тихоокеанская геология, 2003. № 2. С. 15-37.

4. Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1963. № 8. С. 43-55.

5. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.

6. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 161 с.

7. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. // Chemical Geology, 1995. V. 120. P. 275-294.

8. Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metosomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol., 1994. V. 35. Part 3. P. 753-785.

Гранитоиды в зоне сочленения структур Урала и Восточно-Европейской платформы: природа источников и геодинамические интерпретации

Шагалов Е.С., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН
г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

Гранитоидный магматизм сопровождает всю историю развития Урала, от рифтовой стадии до постколлизионной активизации. Одним из важных периодов, определивших современный геологический облик Южного Урала, была коллизия в каменноугольное время между Восточно-Европеской платформой (ВЕП) с островодужными комплексами датируемых возрастом от ордовика до раннего карбона.

Во время каменноугольного периода (340-290 млн. лет) продолжает эволюцианировать магнитогорская структура. Особенностью её северной части является дискретно-ареальный характер развития интрузивного магматизма. Ареальный характер расположения магматических центров на севере Магнитогорской островодужной мегазоны свидетельствует о том, что на глубине здесь длительное время существовала субмеридиональная магмопроводящая зона, которая и контролировала, в условиях блокового строения данной территории, дискретное (очаговое) размещение магматических центров разного состава сначала в девоне, а затем и в карбоне. В раннем карбоне эта магмопроводящая структура южнее была максимально активизирована и переросла в систему рифтогенных разломов, затем и в грабен Магнитогорского рифта. Поэтому на севере Магнитогорской мегазоны в карбоне унаследовано, в пределах девонских интрузивных ареалов, происходило последующее формирование рифтовых габбро-гранитных интрузий типа Кассельской (Верхнеуральский ареал) и массивов окраинно-континентального типа, наиболее характерных для самого северного Ахуново-Карагайско-Петропавловского ареала. Состав северных ареалов характеризует определенный этап в эволюции геодинамических обстановок и интрузивного магматизма Магнитогорской зоны. В Верхнеуральско-Кассельском ареале преобладают продукты островодужного магматизма. Они представляют собой практически полный его ряд со сменой ранних малокалиевых серий более поздними кали-натровыми и субщелочными (Верхнеуральский массив). Краснинский массив, расположенный на некотором удалении к северо-востоку, также можно отнести к этому ареалу. Кроме того, в этот ареал входят и более поздние представители магматизма окраинно-конти-нентального типа, представленные Заматохинским диорит-гранодиоритовым

массивом, а также Кассельский массив близкий массивам магнитогорского рифтогенного комплекса [4].

Начиная с Магнитогорской группы массивов, находящейся на удалении в 40-50 км от Верхнеуральско-Кассельского ареала, и далее на юг к Карабулакскому, Богдановскому и другим более южным мелким массивам, наблюдается уже иное расположение и иная морфология гранитоидных массивов. Они образуют цепочку менее крупных субмеридионально вытянутых интрузий, расположение которых контролируется одним из главных разломов магнитогорской рифтовой структуры [6].

Массивы северных ареалов несут типичные для надсубдукционных образований изотопно-геохимические метки. Изотопные отношения для магнитогорской группы смещены в сторону HIMU и примитивно-мантийного резервуаров.

Несколько другими характеристиками обладают гранитоидные массивы, расположенные в зоне Главного Уральского разлома на продолжении магнитогорской структуры и западнее от него в краевой части ВЕП. К ним относятся массивы Сыростанско-Тургоякской группы (расположенные как западнее, так и восточнее серпентинитового меланжа и имеют магматические контакты с осадочными породами возрастного интервала от кембрия до визе включительно). Расположенные западнее ГУРа семибратский дайковый комплекс, Уржумский и Киалимский массивы секут породы таганайской и уренгинской свит ВЕП, последняя считается стратиграфическим аналогом авзянской свиты среднего рифея (K-Ar, 1230 млн. лет, по Полевая, Казаков 1961). Далее на севере в зоне уфалейского метаморфического блока расположены Нижнеуфалейский и полихронный Никольский массивы. В 20 км севернее Нижнеуфалейского массива в зоне ГУРа (западнее меланжа) расположен Суховязовский массив. Все перечисленные массивы имеют близкий возраст – 333-290 млн. лет (различные методы датирования), что хорошо согласуется с возрастами окраинно-континентальных гранитоидных массивов в магнитогорской структуре, на продолжении которой они все расположены.

Все перечисленные массивы имеют как надсубдукционные, так и внутриплитные геохимические метки. По соотношению Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем все вышеперечисленные массивы укладываются в мантийную последовательность с крайне низким количеством корового материала. На классификационных диаграммах разных авторов габброиды Сыростанского массива лежат в полях внутриплитных базальтов, а по соотношению Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем и на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb стремятся к полям базальтов океанических островов и обогащенной мантии (EM1). Гранитоиды массивов по-разному обогащены коровой составляющей; в поздних жильных сериях I_{Sr} возрастает до 0,708. Но, в основном, не превышает первичного отношения для гранодиоритов Тургоякского массива (0.7041) [5 и данные автора]. I_{Sr} нижнеуфалейских гранитов 0.7043. Генерация гранитоидных расплавов, близких по геохимическим характеристикам адакитам, с преобразованием габброидов проходила в сильно обводненных условиях при давлениях 7-8 кБар и температуре около 700° С, что соответствует глубине 25-30 км – переходной зоне между корой и мантией обнаруженной под ВЕП. Для гранитоидов и сиенитов Нижнеуфалейского массива глубина генерации несколько больше – до 10 кБар.

Таким образом возникает вопрос: с какой геодинамической обстановкой связано образование гранитоидов в зоне сочленения структур Урала и древних блоков континентального типа (Башкирского мегантиклинория и Уфалейского мегаблока)?

Наиболее вероятно, что субдукция на Южном Урале относится к Невадийскому (кордильерскому) типу [1 и ссылки в ней], который характеризуется относительно умеренной скоростью конвергенции, молодостью и разогретостью поглощаемой литосферы, сближением плит под косым углом. Специфика этого типа по сравнению с другими состоит в относительной незрелости перекрывающей континентальной литосферы, в пределах которой перед началом субдукции преобладали обстановки пассивных континентальных окраин или островных дуг, столкнувшихся с континентом.

На поздних стадиях процесса субдукции этого типа обычно происходит перекрытие континентальной плитой оси спрединга погружающейся океанической плиты с проявлением вслед за этим специфического магматизма и тектоники растяжения на краю континента [1].

В случае Урала однозначно можно сказать, что до фамена происходила субдукция океанической коры.

По всей видимости, зона спрединга была затянута под островную дугу и заложение магнитогорского рифта связано с отрывом субдуцируемой океанической плиты по зоне СОХ [3, 4] и/или по одному из транформных разломов по механизму «бегущей трещины». Данный разрыв и маркируется габбро-гранитоидными массивами. По разрыву стали поступать тепловой поток и флюиды (расплавы), насыщенные соответствующими мантии элементами

Вслед за океанической корой уральского палеоокеана в зону субдукции начинают затягиваться структуры пассивной окраины ВЕП. Субдукция перерастает в обдукцию. Это затягивание преобразовало пассивную окраину в своеобразную активную окраину континента.

Многие геолого-геофизические данные указывают что, под Башкирским поднятия, в районе нижней коры, скопилось большое количество мантийных пород. Это наращивание возможно стало результатом воздействия мантийных диапиров, которые многократно проявилось на Урале с образованием рифтовых структур или без них. По возрасту, они соответствуют границе раннего и среднего рифея, позднерифейско-вендскому предрифтовому поднятию, раскрытию уральского океана в кембрийско-ордовикский период, почти не проявленной раннедевонской активизации, возможно, нашедшей отражение в виде магматизма «горячей точки» чанчаритов и цирконовых меток-возрастов семибратского комплекса 378.7±4.6 и некоторых ядер цирконов сыростанских гранитоидов 350-400. Неодимовый модельный возраст источника для пород сыростанской группы варьирует от 0.78 до 0.92 млрд. лет для габбро и гранитов соответственно, что согласуется с возрастом ядер в диапазоне 670-808 млн. лет и даже 1816 млн. лет.

Таким образом, источником гранитоидных массивов в зоне сочленения структур Южного Урала и Восточно-Европейской платформы могли послужить мафические породы мантийного происхождения, накопившиеся в результате многоэтапной деятельности мантийных диапиров. В некоторых случаях в качестве источника выступала плавящаяся субдуцируемая океаническая кора с примесью затянутых частей края ВЕП. Основными геодинамическими процессами являлись субдукционно-обдукционные явления и локальный рифтогенез вызванный либо отрывом субдуцируемой океанической коры, либо, её разрывом в результате косонаправленного столкновения структур

ЛИТЕРАТУРА

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Рожкова В.В., Соловьев А.А. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГГН РАН, 2000. № 2 (12). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin

2. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности средне-девонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.

3. Холоднов В.В. Крупные титаномагнетитовые, ильменитовые и скарново-магнетитовые месторождения в рифтогенных структурах Южного Урала: факторы, определяющие их минеральный. Состав, масштабы и условия формирования // Ежегодник-2005 / Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 404-408.

4. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородина Н.С. Гранитоидный магматизм северной части магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. № 6.

5. Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: Результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника, 2000. № 5. С. 44-60.

6. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.

Обстановка формирования раннеюрского кобюминского андезибазальт-базальтового магматического комплекса Южного Верхоянья (Якутия)

Шепелева Я.П., Колодезников И.И.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова
677000, г. Якутск, ул. Кулаковского, 50, каб. 606

Кобюминский андезибазальт-базальтовый вулканический комплекс раннеюрского возраста развит в пределах Кобюминской системы складок в западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области, где его выходы приурочены к мульде привольнинской синклинали, абонскому, кюентинскому грабенам субширотного простирания. В состав комплекса входят эффузивные, эффузивно-обломочные, пирокластические и вулканокласто-осадочные породы основного и среднего состава [2].

Эффузивные породы образуют потоки различной мощности (от 0.5 до 80 м), состоящие из темно-серых с зеленоватым оттенком, черных базальтов миндалекаменной, реже массивной текстуры. В центральной части Кобюминской системы складок, в береговых обнажениях руч. Круг, в кровле потоков часто наблюдается шаровая и подушечная отдельность. Эффузивно-обломочные породы разреза представлены потоками гиалокластитов мощностью 16 м, обнажающихся в верхних частях разрезов центральной части изученной территории.

Пирокластические образования представлены псаммитовыми туфами основного состава, которые образуют потоки различной мощности (от 3 до 106 м), преобладают потоки мощностью до 20 м. Туфы, образующие слои большой мощности приурочены к средней части разреза. В туфах иногда наблюдается волнистая и параллельная слоистость. Вулканокласто-осадочные отложения разреза состоят из туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, которые часто образуют взаимные переходы с терригенными отложениями. У туфопесчаников часто наблюдается косая и параллельная слоистость.

В латеральном отношении в строении кобюминского вулканического комплекса установлены принципиальные отличия. Так в составе комплекса, изученном нами в бассейне реки Луговая, в западной части Кобюминской системы складок участвуют эффузивные, эффузивно-обломочные, пирокластические, осадочно-вулканокластические, тефроидные породы. Из вулканитов преобладающими являются пирокластические породы, менее развиты эффузивные породы, эффузивно-обломочные образования, и осадочно-вулканокластические породы.

Эффузивные образования разреза представлены потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов, мощностью от 3 до 25 м, которые в верхней части разреза с эффузивно-обломочными породами образуют перемешанные пачки мощностью 10 и 20 м, трудно поддающиеся стратификации. К эффузивно-обломочным породам относятся кластолавы базальтов.

Пирокластические породы в бассейне р. Луговая имеют широкое разнообразие и представлены в основном глыбовыми, агломератовыми туфами базальтов, андезибазальтов, андезитов, шлака, ксенотуфами, агглютинатами. Туфы наблюдаются в средней и верхней частях разреза, где они образуют отдельные потоки различной мощности (от 5 до 90 м). Глыбовые и агломератовые туфы встречаются в основном в верхней части разреза, мелкооболомочные туфы – в средней части. Ксенотуфы выполняют пласты мощностью 18-30 м в нижней части разреза и состоят из обломков эффузивных, и терригенных пород, включая примесь хорошо окатанного галечного материала (галька кварцитов, алевролитов и др.). Характерными породами комплекса являются агглютинаты, которые до настоящего времени не были установлены в составе комплекса. Они состоят из спекшихся обломков эффузивных пород и кристаллов плагиоклаза, и наблюдаются в верхней части разреза в виде пачек переслаивания с базальтами (прослои агглютинатов имеют мощность от 0.1 до 0.5 м) или отдельные слои мощностью до 3 м.

Преобладающими среди вулканических пород являются базальты, менее распространены андезибазальты и андезиты. Содержание SiO_2 в базальтах изменяется от 43.2 до 52.7%, для них характерен гиперстен-нормативный реже оливин-нормативный состав с относительно низкими содержаниями MgO (2.46-9.76%), CaO (2.81-14.28), повышенными значениями Al_2O_3 (9.45-16.4%), весьма высокими значениями TiO_2 (1.41-2.86%), Fe_2O_3+FeO (7.06-13.74%) и P_2O_5 (0.25-1.6%) [3]. Отмечается положительная корреляционная связь между K_2O и P_2O_5. Содержание CaO находится в обратной зависимости от концентрации щелочей и уменьшается с ростом SiO_2.

В андезибазальтах содержание SiO_2 колеблется от 53.68 до 54.88%, количество MgO (2.40-5.50%) низкое, содержание TiO_2 (1.33-1.7%) и Al_2O_3 (12.09-15.20%,) напротив повышенное. Андезитам свойственны (масс. %): SiO_2 – 56.50-57.42%, TiO_2 – 1.32-1.34%, Al_2O_3 – 9.45-11.80%, MgO – 2.25-6.31%.

Базальты, распространенные в бассейне реки Луговая отличаются более низкими содержаниями Na_2O и K_2O, они относятся к петрохимическим сериям толеитовых и умереннощелочных пород, базальты, развитые в восточной части региона принадлежат толеитовым, умереннощелочным и щелочных сериям. Содержание SiO_2 колеблется в широких пределах, притом, что сумма Na_2O и K_2O не зависит от количества SiO_2. По соотношению Na_2O/K_2O базальты разделяются на натриевые и калиево-натриевые. В отдельных случаях высокое содержание натрия, вероятно, связано с альбитизацией.

Толеитовые базальты характеризуются низкой глиноземистостью, в субщелочных базальтах коэффициент глиноземистости варьирует от низкоглиноземистого до выскоглиноземистого. Базальты, обнажающиеся в бассейне ручья Круг, характеризуются более высокими показателями глиноземистости. Так толеитовые и субщелочные базальты принадлежат умеренно-глиноземистым сериям, но встречаются разности, принадлежащие высокоглиноземистым сериям. Щелочные базальты в основном принадлежат высокоглиноземистым сериям.

Андезибазальты подразделяются на породы нормального и субщелочного ряда, а андезиты являются породами нормального ряда, они характеризуются натриевой специализацией. По коэффициенту глиноземистости андезибазальты и андезиты являются умеренно- и высокоглиноземистыми.

При рассмотрении геохимической специфики собственно базальтов с помощью мультиэлементных диаграмм, обращают на себя внимание значительные колебания в концентрациях мобильных крупноионных литофильных элементов, таких как Cs, Rb, K, Ba и Sr, которые могут зависеть от поведения флюидной фазы [1].

Содержание менее подвижных высокозарядных элементов (Sc, Y, Th, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta) достаточно ограничены в своих вариациях, поскольку контролируются составом глубинного источника и процессами, такими как контаминация или фракционная кристаллизация инициальных расплавов. Значительные колебания в содержаниях свинца в базальтах в данном случае имеют вторичную природу и могут быть связаны с наложенной сульфидной минерализацией. Эффузивы обогащены подвижными легкими редкими землями вплоть до европия по отношению к тяжелым. Наиболее высокое содержание легких редких земель, а также крупноионных литофильных элемнтов свойственно наиболее дифференцированным членам базальтовой серии – андезитам, что приближает их по содержанию микроэлементов к базальтам океанических островов. Собственно базальты в целом имеют более низкие концентрации, как легких, так и тяжелых редкоземельных элементов по отношению к базальтам океанических островов при их нормировании к составу примитивной мантии, приближающиеся к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов. При сравнении вулканитов Кобюминских грабенов с базальтами океанических островов, мы акцентируем внимание на отсутствие в тех и других Nb –Ta минимума, что указывает на их генетическую связь с внутриплитным мантийным источником, более деплетированным, чем источник для OIB и на слабое контаминирующее влияние коры [1].

Возможность коровой контаминации можно оценить по содержанию в эффузивах Th, Ta и Yb. На графике Th/Yb–Ta/Yb исследуемые базальты образуют тренд, расположенный в пределах мантийного тренда между базальтами срединно-океанических хребтов и базальтами океанических островов. При этом часть составов базальтов тяготеет к базальтам океанических островов, а остальные занимают промежуточное положение между базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов. Положение базальтов относительно тренда мантийной корреляции исключает заметное влияние материала коры на состав исходных для них расплавов.

В результате изучения геохимического состава эффузивных пород комплекса видно, что распределение элементов-примесей в эффузивах сложное. В результате анализа распределения элементов-примесей в вулканических породах кобюминского магматического комплекса установлено их значительное сходство с особенностями распределения элементов в вулканических породах океанических островов, в то же время есть несомненное сходство с аналогичными породами континентальных рифтовых систем.

Изучение петрографического состава, текстурно-структурных призанков, петрохимических и геохимических свойств продуктов раннеюрского вулканизма показало, что в процессе вулканических извержений сформировалась ассоциация щелочных существенно калиевых и калиево-натриевых базальтов, толеитовых, субщелочных калиево-натриевых базальтов, андезибазальтов и андезитов нормального и субщелочного ряда. Анализ распределения редких и редкоземельных элементов показал близость вулканических пород раннеюрского возраста к эффузивным породам вулканических островов, формирующихся на океанических сводово-вулканических поднятиях. В то же время, по своим петрохимическим и геохимическим особенностям раннеюрские вулканиты весьма близки вулканическим породам континентальных рифтовых систем. Надо отдать должное, эта особенность неоднократно подчеркивалась предыдущими исследователями. В пользу рифтовой природы раннеюрских вулканогенных образований свидетельствует сосредоточенность вулканитов в пределах грабенов, ориентировка которых совпадает с субширотной ориентировкой Кобюминской системы складок и ограничивающих ее разломов, широкое развитие сбросовых разрывных нарушений, субпараллельных граничным разломам и обусловившим глыбовое строение структуры. Поперечное простирание Кобюминской системы складок по отношению к окружающим структурам также является дополнительным признаком формирования эффузивов в области базальтового магматизма, локализованного в местах максимального растяжения – рифтовых впадинах и их ближайшем окружении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев А.И., Колодезников И.И., Шепелева Я.П. Геохимия нижнеюрских эффузивов Кобюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса. // Наука и образование. Якутск: Изд-во СО РАН, 2006. № 4 (44). С. 53-58.

2. Шепелева Я.П. Новые данные о составе нижнеюрских вулканитов Кобюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса // Наука и образование. Якутск: Изд-во СО РАН, 2004. № 4 (36). С. 112-114.

3. Шепелева Я.П. Условия проявления раннеюрского магматизма Южного Верхоянья // Вестник Якутского государственно университета имени М.К. Аммосова. Якутск, 2007. Т. 4. № 1. С. 121-124.